

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

E.A.P. DE FÍSICA

**CUANTIFICACIÓN DEL CAMBIO DE VOLUMEN DE LOS
GLACIARES DE LA CORDILLERA BLANCA UTILIZANDO LOS
MODELOS DE ELEVACIÓN DIGITAL TOPOGRÁFICOS
Y DE IMÁGENES ASTER: NEVADOS CHAMPARÁ Y
HUASCARÁN**

TESIS

Tesis para optar el Título Profesional de
Licenciado en Física

AUTOR

Marcos Gabriel Cerna Arellan

Lima-Perú

2012

"Sé callado o deja que tus palabras sean más que el silencio"

PITÁGORAS

A ti, padre, Toribio Cerna Espinoza, quién hace más de 25 años, desde el cielo,
viene guiando mi camino.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin el apoyo incondicional de instituciones y profesionales expertos en el tema.

Agradecimientos al Laboratorio de Teledetección (Labetel) de la Facultad de Ciencias Físicas de la UNMSM, por los datos, las imágenes satelitales, la capacitación, el espacio físico y el soporte técnico. Se agradece la beca de tesis por parte del programa Incagro, del subproyecto *“Sistema de detección temprana de la sequía en la costa norte de Perú, usando la temperatura y salinidad del suelo y el índice de vegetación procedentes de las imágenes de satélite y su relación con los índices de la oscilación sureña el Niño”*, del Fondo de Desarrollo de Servicios Estratégicos (FDSE) del Ministerio de Agricultura.

Un agradecimiento muy especial a cada docente de la Facultad de Ciencias Físicas de la UNMSM que participó en mi formación profesional.

También los agradecimientos al Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (Senamhi) por la oportunidad de realizar mis prácticas preprofesionales, la capacitación y los datos brindados para la validación de los resultados obtenidos en esta investigación, y a la Dirección General de Hidrología y Recursos Hídricos.

Mi agradecimiento al Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y al Instituto Nacional de Pesquisas Espaciales (INPE) de Brasil por la adquisición de las imágenes MSS, TM y ETM+ del satélite Landsat. También a Ersdac-Japón, por las imágenes estereoscópicas ASTER.

Un agradecimiento muy especial al Vicerrectorado Académico de la UNMSM, que por intermedio del Proyecto de Iniciación Científica (PIC) ha participado en este trabajo con una subvención económica.

Mi agradecimiento al grupo de investigación “Pacha Ricaj” (2008-2009), y con ello a mis amigos y colegas físicos. Sin el apoyo de ellos no hubiera sido posible todo el conocimiento adquirido en mi etapa de formación profesional.

Índice

Resumen

Capítulo 1: Introducción	1
1.1 Introducción	2
1.2 Planteamiento del problema	4
1.3 Antecedentes	4
1.4 Objetivo general	7
1.4.1 Objetivos específicos	7
1.5 Área de estudio	8
 Capítulo 2: Fundamento teórico	 10
2.1 Principios físicos de la Teledetección	11
2.1.1 Definición de Teledetección	11
2.1.2 Descripción del campo radiativo	11
2.1.3 Absorción	13
2.1.4 Dispersión	15
2.1.5 Absorción y dispersión	15
2.1.6 Cuerpo negro	18
2.2 Corrección de las imágenes satelitales	21
2.2.1 Corrección geométrica	21
2.2.2 Ortorrectificación	22
2.2.3 Corrección radiométrica	24
2.2.4 Corrección atmosférica	25
2.3 Conversión de número digital a reflectancia en imágenes de satélite	26
2.3.1 Conversión de radiancia espectral a reflectancia planetaria en imágenes ASTER	27
2.4 Conversión de números digitales a valores de Radiancia, Reflectividad Aparente en imágenes Landsat	28
2.5 Emisividad	31
2.6 Estimación de los parámetros geofísicos	33
2.6.1 Índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI)	34
2.6.1.1 Índice de vegetación en imágenes Landsat	35
2.6.1.2 Índice de vegetación en imágenes ASTER	36
2.6.2 Estimación de la temperatura de la superficie del suelo	37
2.6.2.1 La función de Planck y la temperatura de brillo	38
2.6.2.2 Algoritmo monocanal	40
2.6.3 La emisividad de la superficie del suelo	41
2.6.4 Índice de nieve	42
2.6.4.1 Cálculo del área glaciar a partir de imágenes TM	43
2.7 Modelo digital del terreno (MDT)	46
2.7.1 Modelo de elevación digital (MED)	47
2.7.1.1 Estructura de codificación de la elevación	47

2.7.1.2 Construcción del MED	48
2.7.2 Principios básicos de los pares estereoscópicos de ASTER	50
2.7.3 Principio de la toma estereoscópica del satélite	51
2.7.4 Generación del MED a partir de imágenes ASTER	51
2.7.5 Variables influyentes en error de los MED	54
2.7.6 Medida del error en la construcción de un MED	54
2.7.7 Fiabilidad y número de puntos de control del suelo	56

Capítulo 3: Metodología **58**

3.1 Datos imágenes	59
3.1.1 Adquisición de las imágenes ASTER	60
3.1.2 Adquisición de las imágenes Landsat	62
3.2 Preprocesamiento de los datos imágenes de satélite	64
3.2.1 Calibración	66
3.2.2 Corrección atmosférica	66
3.2.3 Corrección geométrica	68
3.3 Generación de los modelo de elevación digital (MED) de ASTER	68
3.3.1 Ajuste de los modelos de elevación digital	72
3.3.2 Altitud máxima	74
3.3.3 Hipsometría glaciar	74
3.4 Datos de precipitación	76

Capítulo 4: Resultados **79**

4.1 Reflectancia de la superficie del suelo	80
4.2 Área glaciar por satélite	82
4.2.1 Área glaciar del nevado Huascarán	82
4.2.2 Área glaciar del nevado Champará	83
4.3 Índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI)	85
4.4 Temperatura de la superficie del suelo	87
4.4.1 Temperatura de brillo de la superficie del nevado Huascarán	87
4.4.2 Temperatura de brillo de la superficie del nevado Champará	88
4.5 Validación de los resultados	90
4.5.1 Correlación precipitación y T_b	90
4.5.2 Correlación precipitación y área glaciar	91
4.5.3 Correlación área glaciar y volumen	93
4.6 Hipsometría glaciar	95
4.7 Volumen glaciar	100

Capítulo 5: Conclusiones	114
---------------------------------	------------

Referencias	117
--------------------	------------

Apéndice	123
-----------------	------------

A. Red hidrológica de la cuenca del río Santa	123
B. Precipitación observada y precipitación estimada del satélite TRMM	124
C. Imágenes del sensor TM	127
D. Área y volumen glaciar estimado desde satélite	129
E. Mapa de ubicación de las regiones consideradas para estimar la reflectancia del suelo	133
F. Información metadata de la imagen TM del satélite Landsat-5	134
G. Análisis estadístico	135

Anexos	137
---------------	------------

A. Acrónimos	138
B. Irradiancia solar exoatmosférica	140
C. Revisión de conceptos glaciológicos	142
D. Estimación empírica del volumen glaciar	146
E. Satélite TRMM	147

Índice de láminas

1. Modelo de elevación digital generado a partir de los canales infrarrojo cercano 3B y 3N del sensor ASTER	71
2. Comparación del MED IGN (1970) y GDEM ASTER (2009)	73
3. Distribución espacial del índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI)	86
4. Distribución espacial de la temperatura de brillo (T_B)	89
5. Índice de nieve de diferencia normalizada (NDSI)	109
6. Área glaciar estimada con el método NDSI del nevado Huascarán	110
7. Cambio del área glaciar del nevado Champará en el periodo 1973-2010	111
8. Cambio del área glaciar del nevado Huascarán en el periodo 1973-2010	112

Índice de figuras

1. Las zonas escogidas para estudiar las pérdidas de volumen de hielo en el glaciar Shallap	6
2. Área de estudio sobre un mosaico de 4 escenas ASTER: Champará (círculo superior) y Huascarán (círculo inferior)	9
3. Definición de extinción	14
4. Espectro electromagnético	17
5. Gráfica de la emitancia radio espectral en función de la longitud de onda	20
6. Ortorrectificación	23
7. Diagrama de relación detector-posición del píxel	25
8. Reflectividad característica para distintos tipos de nieve	26
9. Características espectrales de la vegetación	35
10. Gráfica de respuesta espectral de superficies naturales	46
11. Geometría estereoscópica del sensor ASTER	50
12. Geometría de la adquisición de imagen ASTER	53
13. TERRA y sus cinco sensores de vigilancia climática	61
14. Satélite Landsat	63
15. Diagrama de flujo del preprocesamiento de las imágenes satelitales	65
16. Diagrama de flujo para la generación de los MED con el software ENVI 4.5	69
17. Vista en 3D del nevado Huascarán para identificar posible edición del MED	70
18. Hipsometría glaciar del nevado Huascarán y área glaciar por rango altitudinal	76
19. Serie histórica de precipitación en la cuenca del río Santa. Promedio anual de 7 estaciones pluviométricas	77
20. Promedio mensual (1978-1998) de la precipitación en la cuenca del río Santa	78
21. Reflectancia de los cuatro tipos de superficie	81
22. Evolución temporal del área glaciar (nieve+hielo) del nevado Huascarán	83
23. Evolución temporal del área glaciar (nieve+hielo) del nevado Champará	84
24. Evolución temporal del NDVI promedio de la cuenca del río Santa	85
25. Evolución temporal de la temperatura de brillo (T_B) del nevado Huascarán	87
26. Evolución temporal de la temperatura de brillo (T_B) del nevado Champará	88
27. Diagrama de dispersión de la precipitación y la T_B en la región del nevado Huascarán	90
28. Diagrama de dispersión de la precipitación y la T_B para la región del nevado Champará	91
29. Diagrama de dispersión de la precipitación y el área glaciar del nevado Huascarán	92
30. Diagrama de dispersión de la precipitación y el área glaciar del nevado Champará	93
31. Diagrama de dispersión del área y volumen glaciar del nevado Huascarán	94
32. Hipsometría glaciar del nevado Huascarán usando MED-IGN	96
33. Área glaciar del nevado Huascarán. El MED utilizado es el MED-IGN	96
34. Hipsometría glaciar del nevado Champará usando GDEM-ASTER	97
35. Área glaciar del nevado Champará según la altitud. GDEM-ASTER	97
36. Hipsometría glaciar a partir del MED ASTER 2005 para el nevado Huascarán	98
37. Área glaciar del nevado Huascarán. MED ASTER 2005	98

38. Hipsometría glaciar del nevado Champará a partir del MED ASTER 2003	99
39. Área glaciar del nevado Champará. MED ASTER 2003	99
40. Variación de altitud en el nevado Huascarán a partir de la hipsometría glaciar	103
41. Variación de altitud en el nevado Champará a partir de la hipsometría glaciar	104
42. Evolución temporal del volumen glaciar del nevado Huascarán	107
43. Evolución temporal del volumen glaciar del nevado Champará	108

Índice de tablas

1. Magnitudes radiométricas básicas relativas al campo de radiación	12
2. Estructura de los coeficientes de calibración radiométrica	25
3. Coeficientes de calibración de Landsat para los sensores TM y ETM+	31
4. Errores en la medición de la temperatura	33
5. Información de algunos sensores utilizados para estimar el índice de vegetación	37
6. Valores K_1 y K_2 calculados para determinados canales de algunos sensores	40
7. Datos de imágenes del sensor ASTER del satélite TERRA	59
8. Datos de imágenes del sensor MSS del satélite Landsat	59
9. Datos de imágenes del sensor TM y ETM+ del satélite Landsat-5	60
10. Características de las imágenes ASTER a bordo del satélite TERRA	62
11. Características de los sensores del satélite Landsat	64
12. Error de elevación para regiones arbitrarias, en la cuenca del río Santa	72
13. Elevaciones máximas	74
14. Reflectancia del suelo	81
15. Variación de volumen glaciar por rango altitudinal del nevado Huascarán	102
16. Variación de volumen glaciar por rango altitudinal del nevado Champará	102
17. Variación de altitud en el periodo 1973-2010	104
18. Volumen glaciar del nevado Huascarán en los años 1973, 2000 y 2010	108

Resumen

El retroceso espacial de los glaciares ubicados en los Andes peruanos está estrechamente vinculado al cambio climático global. Los nevados de la Cordillera Blanca son una fuente de agua muy importante para la zona andina; pero ellos vienen sufriendo un retroceso espacial acelerado. Se ha aplicado las técnicas de la Teledetección y Sistemas de Información Geográfica (SIG) para estimar la variación del área y volumen glaciar a partir de datos imágenes TM y ASTER. Los resultados de área y volumen glaciar se correlacionan con datos de índice de vegetación (NDVI), temperatura de brillo y datos de precipitación.

De los modelos de elevación digital de 30 m de resolución espacial (horizontal) para los tres modelos ASTER, IGN y GDEM, se ha desarrollado hipsometría glaciar para estimar el volumen glaciar por rango altitudinal.

La evolución del área glaciar de los nevados Huascarán y Champará tiene una tendencia al retroceso. En el periodo 1973-2010, el área glaciar del nevado Huascarán se redujo 16,036 km² (lo que representa el 24% del área glaciar en 1973), considerando una tasa de disminución de 0,422 km²/año; y el nevado Champará perdió 5,092 km² de área glaciar (30% del área glaciar en 1973), considerando una tasa de disminución de 0,134 km²/año.

Por otro lado, el volumen glaciar del nevado Huascarán ha disminuido en 5,364 km³ (que representa el 33%) en el periodo 1973-2010. Y el nevado Champará ha perdido 1,349 km³ (que representa el 52%).

Palabras claves: Glaciares, Andes, cambio de área y volumen glaciar, modelo de elevación digital (MED), Landsat, ASTER.

Capítulo 1:

Introducción

1.1 Introducción

El calentamiento de la Tierra, producto de los gases de efecto invernadero, es un problema mundial que preocupa, en la actualidad, a los investigadores. Es por ello que en la literatura especializada se encuentran numerosas investigaciones sobre uno de los mejores indicadores del calentamiento global: los glaciares andinos. Vignon *et al.* (2003) utilizaron imágenes satelitales capturadas en diferentes fechas (1962 y 2001) para estimar el cambio del área glaciar de los nevados Shallap, Yanamarey y Uruash, en la Cordillera Blanca. El conocimiento de la superficie nival es esencial para la estimación del volumen de agua producida por la fusión de la nieve y que drena hacia las diversas cuencas hidrológicas. Los modelos de elevación digital (MED) desempeñan un papel similar al mapa topográfico convencional ya que son las herramientas básicas para la mayoría de los trabajos territoriales en ámbitos muy diversos. Es decisivo, por tanto, construir un MED de calidad para garantizar que los análisis realizados a partir de ellos generen resultados con errores reducidos. Las altas resoluciones espaciales (10 m en SPOT-HRV y 15 m en TERRA-ASTER) y las capacidades estereoscópicas llevan a plantear la posibilidad de utilizar las imágenes estereoscópicas para aplicaciones como la actualización de mapas, generación de MED y ortoimágenes (Kääb, 2005). El sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) es transportado por el satélite TERRA, lanzado en diciembre de 1999. El sistema ASTER ha sido desarrollado en el programa EOS de la NASA. El principal objetivo de ASTER es obtener imágenes de la Tierra de alta resolución espacial y espectral (14 canales espectrales). El sensor ASTER está compuesto por 3 subsistemas: VNIR (visible e infrarrojo próximo, con 15 m de resolución espacial), SWIR (infrarrojo medio, con 30 m de resolución espacial) y TIR (infrarrojo térmico, con 90 m de resolución espacial). El canal 3 del sistema VNIR dispone de un conjunto de detectores que observa el nadir

y otro de observación oblicua hacia atrás ($30,9^\circ$) (Abrams y Hook, 1995).

A pesar de contar con imágenes ASTER desde 1999, no existe estándares sobre los métodos de análisis de la exactitud de los MED generados a partir de datos espaciales. En este sentido, el origen de los datos de control es crítico ya que debe garantizarse que su exactitud sea suficiente para llevar adelante el proceso. Este requisito es difícil de satisfacer cuando los puntos de control se extraen de cartografías convencionales preexistentes o de otros MED construidos mediante la digitalización de mapas de curvas de nivel. Las imágenes de satélite son utilizadas, en gran parte de las investigaciones, para medir la evolución de la superficie glaciar y determinar los cambios del área glaciar. En esta tesis se utilizan imágenes del sensor TM del satélite Landsat-5 (periodo 1973-2010).

El objetivo principal de este trabajo es presentar un método para estimar el cambio de volumen en tiempo y espacio de los glaciares andinos. Se utilizaron los modelos de elevación digital (MED) obtenidos a partir de dos imágenes estereoscópicas del sensor ASTER y de los datos de curvas de nivel de la Carta Nacional (escala 1/100.000,00) del Instituto Geográfico Nacional del Perú (IGN).

Las áreas de estudio corresponden al nevado Champará, ubicado a 5,735 m.s.n.m., aproximadamente, en las coordenadas geográficas $8^\circ 41' 23''$ latitud Sur y $77^\circ 46' 36''$ longitud Oeste, y al nevado Huascarán, a 6,768 m.s.n.m., en las coordenadas geográficas $9^\circ 07' 28''$ latitud Sur y $77^\circ 37' 06''$ longitud Oeste, ambos de la región Ancash, Perú.

1.2 Planteamiento del problema

Las variables que intervienen en la estimación del cambio de volumen de un glaciar, por técnicas automatizadas de generación de MED, son diversas. Entre estas variables destacan el número de puntos de control del suelo y su distribución, los métodos de clasificación (supervisada) utilizados, entre otros. Sin embargo, van surgiendo otras variables a lo largo del trabajo, tales como el significado del coeficiente de correlación en el ajuste de imágenes, la influencia de la estructura del MED resultante, etc. (Cuartero, 2003).

La línea de estudio de la presente tesis es la explotación de los datos espaciales ASTER-VNIR para la generación de los modelos de elevación digital (MED), en el análisis de los parámetros más influyentes de los procesos de generación y depuración de los MED. Esto tiene por finalidad encontrar el mejor MED que los datos espaciales permitan, con los métodos de control del error y con el análisis comparativo de los MED resultantes con otros generados a partir de la cartografía convencional. También se usaron el ASTER-VNIR, para la estimación del NDVI, y el ASTER-TIR, para la estimación de la temperatura de brillo (T_B). Para generar la serie temporal del NDVI, T_B y el área glaciar se utilizaron las imágenes del sensor TM del satélite Landsat-5. Estos resultados fueron correlacionados con los datos de precipitación, medidos por las estaciones pluviométricas del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú - Senamhi (Lámina A1).

1.3 Antecedentes

La detección de cambios del área y volumen glaciar a partir de una secuencia multitemporal de imágenes de satélite es una de las aplicaciones más importantes en

teledetección. Este proceso requiere de una adecuada corrección radiométrica, geométrica y atmosférica de las imágenes, de manera que los cambios detectados sólo sean atribuibles a verdaderas modificaciones del paisaje (Sobrino *et al.*, 2000).

La Cordillera Blanca es uno de los espacios geográficos más investigados por científicos extranjeros en asociación con instituciones peruanas (Instituto de Glaciología del Perú, Senamhi, Autoridad Nacional del Agua, entre otras) (Senamhi, 2010).

En el trabajo de investigación de Vignon *et al.* (2003) se estimó los cambios de volumen de tres pequeños glaciares: Shallap, Yanamarey y Uruash, ubicados en la Cordillera Blanca (norte central de Perú), entre 1962 y 2001, con la utilización de diferencias entre dos Modelos de Elevación Digital (MED). El primer MED se construyó de las mediciones topográficas y fotografías aéreas realizadas por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) de Perú, en 1962, y el segundo se construyó a partir de imágenes ASTER estéreo adquiridas en el 2001, calibradas con el canal 3 de las imágenes SPOT-HRV (Figura 1). Vignon *et al.* (2003) identificaron para el MED del IGN un error aproximado de ± 10 m, mientras que para el MED ASTER un error aproximado de ± 22 m, con los errores individuales de hasta 58 m. Comparando los dos MED, se identificó las diferencias de altitud en las zonas cubiertas de glaciar. Se interpretaron las diferencias de altitud como las pérdidas de volumen debido a la ablación en las partes bajas de los glaciares, en un pequeño valle glaciar, con una superficie de ablación de aproximadamente $2,25 \text{ km}^2$ (Vignon *et al.*, 2003). Vignon *et al.* (2003) fueron capaces de cuantificar una pérdida de volumen de aproximadamente $0,047 \text{ km}^3$ en 39 años. Los resultados que obtuvieron, aunque se ven afectados por los errores relativamente grandes, debido al pequeño tamaño de los glaciares y la topografía montañosa que induce a errores en la construcción de modelos de elevación digital, confirman una

tendencia de fusión del glaciar, lo que justifica las preocupaciones sobre el suministro de agua en el valle (Shallap, Yanamarey y Uruash) durante la temporada seca en las próximas décadas (Vignon *et al.*, 2003).

En la Figura 1 se indica la zona del glaciar estudiada por Vignon *et al.* (2003) y la zona de calibración local del modelo digital de terreno (MDT). En la izquierda se observa el canal 3 del sensor SPOT-HRV y en la derecha se presenta la diferencia entre los modelos digitales de terreno (MDT). Las zonas grises corresponden a diferencias negativas de altitud entre 1962 y 2001; las zonas negras son zonas donde el MDT ASTER no se ha podido calcular (se nota la laguna Shallap y las paredes de las quebradas).

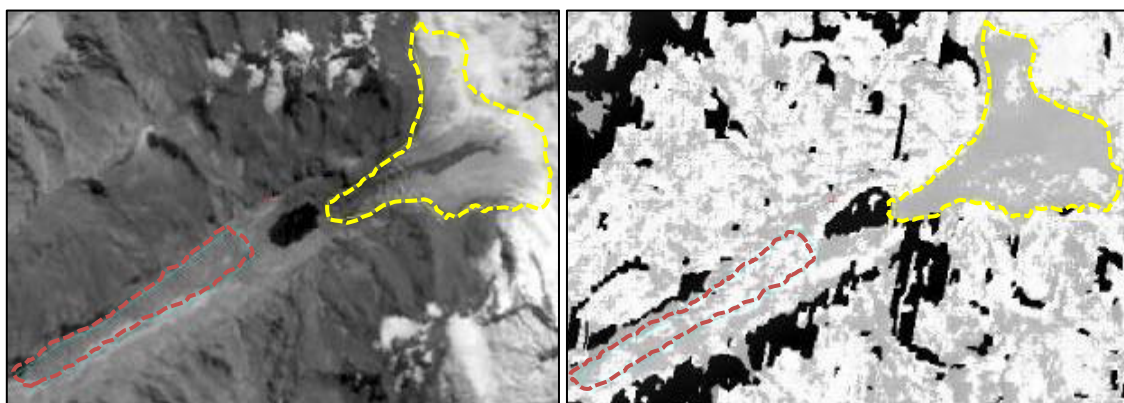


Fig. 1: Zonas de estudio de la pérdida de volumen del glaciar Shallap (Vignon *et al.*, 2003).

Izquierda: canal 3, SPOT; derecha: diferencia entre los MDT. Las zonas grises corresponden a diferencias negativas de altitud entre 1962 y 2001, las zonas negras son zonas donde el MDT ASTER no se ha podido calcular (se nota la laguna Shallap y las paredes de las quebradas).

En el trabajo de investigación de Bryan y Geoffrey (2005), se usó una combinación de fotogrametría aérea, imágenes de satélite y mapeo de GPS diferencial para cuantificar la pérdida del volumen de hielo, entre 1962 y 1999, de tres glaciares: Queshque media orientación Suroeste, Queshque orientación Este y Mururaju orientación Sur sobre el nevado Queshque, en la Cordillera Blanca, Perú ($9^{\circ}52'30''$ latitud Sur, $77^{\circ}15'00''$ longitud Oeste). Se estimó un cambio de volumen total de $0,57 \text{ km}^3$ en un periodo de 37 años (Bryan y Geoffrey, 2005).

1.4 Objetivo general

El objetivo general de la tesis es la estimación del cambio del volumen glaciar de los nevados Champará y Huascarán, aplicando modelos de elevación digital (MED), generados a partir de imágenes de satélite, para el período de 1973 al 2010.

1.4.1 Objetivos específicos

Objetivo 1

Calcular la variación espacial y temporal del área glaciar de los nevados Champará y Huascarán a partir de imágenes de satélite.

Objetivo 2

Generar hipsometría glaciar de los nevados Champará y Huascarán para comparar los modelos de elevación digital obtenidos de las imágenes ASTER, con los datos obtenidos de mapas topográficos (1970) del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

Objetivo 3

Determinar nuevos factores a partir del análisis de los modelos de elevación digital (1973 hasta 2010) para definir una ecuación empírica para la estimación del volumen glaciar en función del área glaciar.

1.5 Área de estudio

La elección del área de estudio se hizo en función de una serie de criterios y limitaciones, tales como resolución espacial y espectral de las imágenes, datos de precipitación *in situ* y cobertura de nubes en las imágenes del satélite Landsat. Las principales restricciones fueron la falta de datos de topografía y el número limitado de imágenes del sensor ASTER. Las imágenes del sensor ASTER y las imágenes de los sensores MSS, TM y ETM del satélite Landsat (utilizadas para calcular la variación del área glaciar) abarcan gran parte de la cadena de montañas que conforman la Cordillera Blanca. Los nevados que se consideran en esta tesis son los nevados Champará y Huascarán. Estos nevados están ubicados en el departamento de Áncash, en el ramal occidental de los Andes del Norte de Perú.

El nevado Champará está ubicado al suroeste de Corongo, noreste del Callejón de Conchucos, a una altitud máxima de 5,735 m.s.n.m., en las coordenadas geográficas 8°41'23" de latitud Sur y 77°46'36" de longitud Oeste (Figura 2). Sin embargo, buena parte de este nevado se encuentra en territorio de la provincia de Huaylas. El nevado Huascarán se encuentra en la provincia de Yungay, a una altitud máxima de 6,768 msnm. Considerado como Patrimonio Natural de la Humanidad, es la montaña más alta de toda la zona tropical de la Tierra. Sus coordenadas geográficas son 9°07'28" de latitud Sur y 77°37'06" de longitud Oeste (Figura 2) (PNH, 1990).

En la Figura 2, se presenta un mosaico de cuatro escenas ASTER (Tabla 8) de la Cordillera Blanca, en la región Áncash, con color falso (RGB=932) donde el nevado Champará está identificado en el círculo superior y el nevado Huascarán en el círculo inferior.

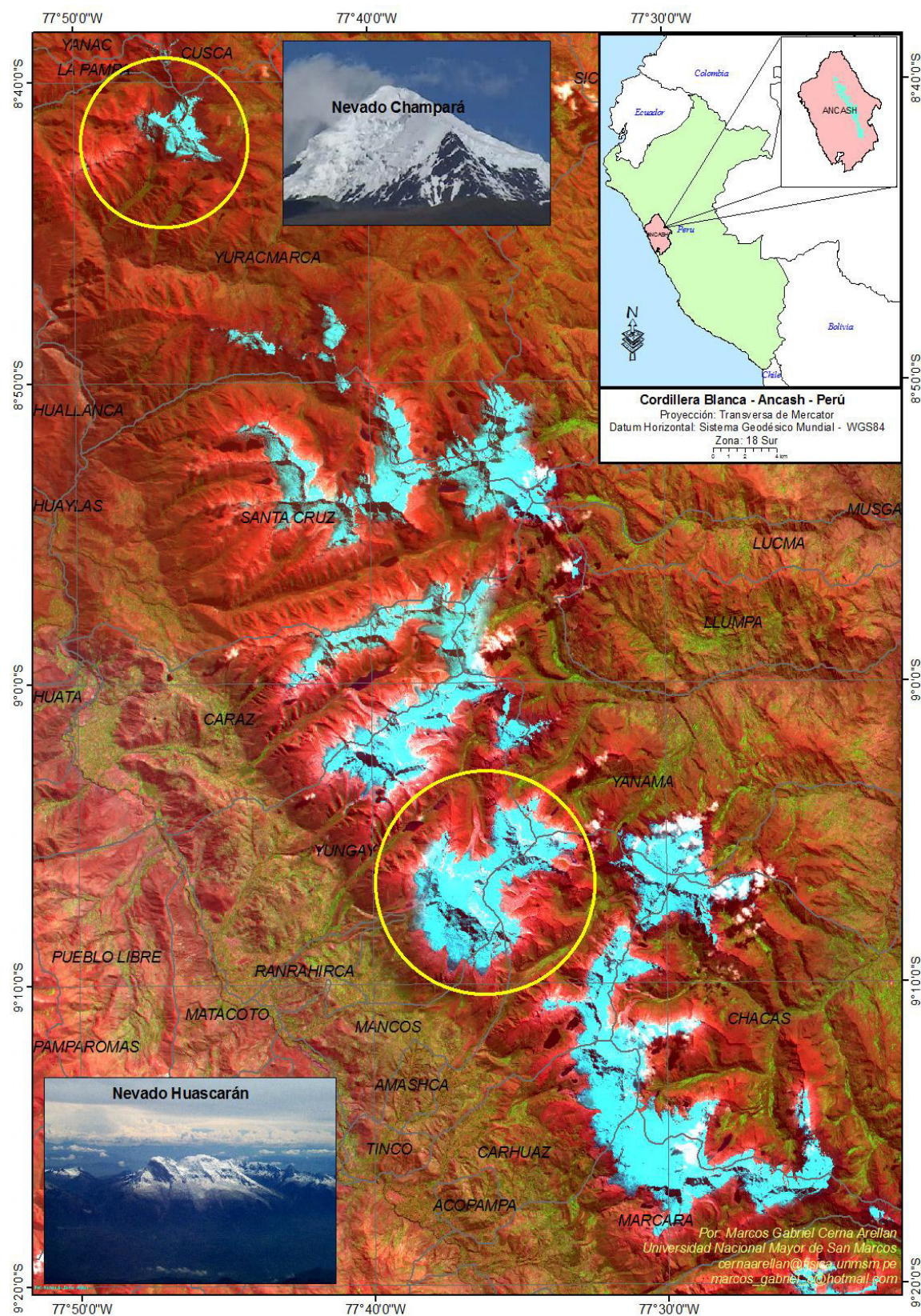


Fig. 2: Área de estudio sobre un mosaico de 4 escenas ASTER (color falso RGB: 931). El área de estudio abarca, el nevado Champará (círculo superior) y Huascarán (círculo inferior) al noroeste de la Cordillera Blanca en la región Áncash. El falso color permite distinguir las clases de superficies como nevados, vegetación, suelo, rocas y agua.

Capítulo 2:

Fundamento Teórico

2.1 Principios físicos de la Teledetección

En este capítulo se presentan los principales conceptos que permiten entender de qué modo puede utilizarse la radiación electromagnética en teledetección, para obtener información sobre los sistemas en estudio.

2.1.1 Definición de Teledetección

La Teledetección o Percepción Remota es la adquisición de información sobre un objeto a distancia, esto es, sin que exista contacto material entre el objeto o sistema observado y el sensor. Los sensores de los satélites reciben la información acerca de un objeto a través de la energía electromagnética. Esta información puede estar codificada en la frecuencia, intensidad o polarización de la onda y es transmitida directamente desde el objeto o indirectamente por reflexión, dispersión o reemisión hasta el sensor. Todos los materiales de la Tierra reflejan o emiten energía electromagnética. Los sensores miden la intensidad de la radiación electromagnética emitida por un objeto y estudian sus propiedades físicas a partir de su variación con la frecuencia. Para que pueda producirse la observación remota de un sistema, es necesario que el sensor detecte un flujo magnético proveniente de éste. Por ello, se introducen las magnitudes flujo radiante, densidad de flujo radiante y la intensidad radiante (Tabla 1) habitualmente utilizadas en Física para describir el campo radiativo (Sobrino *et al.*, 2000).

2.1.2 Descripción del campo radiativo

El ***campo radiativo*** es el campo electromagnético transportado por una onda entre la fuente emisora y el detector. La energía asociada con la onda electromagnética se llama energía radiante Q y viene dado en julios (J). El ***flujo radiante*** es la energía radiante por unidad de tiempo, $\Phi = dQ/dt$, y se mide en watts (W). Desde el punto de vista de la

teoría electromagnética, se interpreta como el flujo del vector de Poynting (Liou, 2002). Esta magnitud no proporciona ninguna información sobre la distribución de la radiación. La **densidad de flujo radiante** es el flujo radiante que atraviesa un elemento de superficie dS , se define como $F = d\Phi/dS$ y se mide en watts por metro cuadrado (Wm^{-2}). La **intensidad radiante** es el flujo radiante transportado dentro de un ángulo sólido $d\Omega$. Se define como $I = d\Phi/d\Omega$ y se mide en watts por estereorradián (Wsr^{-1}). Esta magnitud no es muy utilizada, excepto para caracterizar la emisión de fuentes puntuales. La **radiancia** (Tabla 1) es el flujo radiante en un determinado ángulo sólido $d\Omega$ que atraviesa una superficie perpendicular ($dS \cos\theta$) a la dirección de propagación (θ) de la radiación. La radiancia se expresa como $L = d^2\Phi/(d\Omega dS \cos\theta)$ y se mide en watt por metro cuadrado y estereorradián ($Wm^{-2}sr^{-1}$).

La radiancia $L(\mathbf{R}, \mathbf{n})$, en función de la posición \mathbf{R} y del vector unitario de la dirección \mathbf{n} , proporciona una descripción completa del campo radiativo. La radiancia cobra interés especial en teledetección ya que es la magnitud detectada por los sensores. En general, en teledetección se utiliza la radiancia espectral, que es la radiancia por unidad de longitud de onda, $L_\lambda = dL/d\lambda$, medida en watts por metro cuadrado, estereorradián y micrómetro ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$) (Tabla 1).

En los procesos mencionados a continuación, las magnitudes dependerán de las longitudes de onda, pero se omitirá en la notación por simplicidad.

Tabla 1: Magnitudes radiométricas básicas relativas al campo de radiación (Sobrino *et al.*, 2000).

MAGNITUD	SÍMBOLO	DEFINICIÓN	UNIDAD (S.I)
Energía radiante	Q	-	J
Flujo radiante	Φ	dQ/dt	W
Emitancia radiante	M	$d\Phi/dS$	Wm^{-2}
Irradiancia	E	$d\Phi/dS$	Wm^{-2}
Intensidad radiante	I	$d\Phi/d\Omega$	Wsr^{-1}
Radiancia	L	$d^2\Phi/(d\Omega dS \cos\theta)$	$Wm^{-2}sr^{-1}$
Radiancia espectral	L_λ	$dL/d\lambda$	$Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$

2.1.3 Absorción

La absorción se define como la transformación energética sufrida por la radiación cuando atraviesa un medio. Como resultado de la misma hay una alteración neta de los niveles energéticos de las moléculas (Sobrino *et al.*, 2000).

Considerando un medio no dispersor por el que se propaga radiación electromagnética y dentro de un determinado medio, y seleccionando una capa de espesor dx perpendicular a la dirección de propagación de la radiancia L (Figura 3). Generalmente, dentro de la materia, la energía radiante sufre algunas pérdidas debido a su conversión en otras formas de energía (procesos fotoquímicos, calentamiento, etc.) y después de recorrer una longitud dx , la radiancia cambiará a $L + dL$, (Sobrino *et al.*, 2000) con

$$dL = -\sigma_a L dx \quad (1)$$

donde σ_a es el coeficiente de absorción volumétrico, medido en m^{-1} . Después de un recorrido finito entre x_1 y x_2 , la integración de la Ecuación 1 resulta

$$L(x_2) = L(x_1) \exp(-\delta_a) \quad (2)$$

que es la ley de Beer, donde δ_a es dado por

$$\delta_a = \int_{x_1}^{x_2} \sigma_a(x) dx \quad (3)$$

y es el espesor óptico de absorción entre x_1 y x_2 . Esta es una cantidad adimensional que se reduce al producto del camino geométrico por el coeficiente de absorción cuando el medio es homogéneo. La Ecuación 2 se conoce como la ley de extinción exponencial de Beer, o simplemente ley de Beer (Liou, 2002).

La transmisividad τ de la capa entre x_1 y x_2 a lo largo de la dirección de propagación se define, según Sobrino *et al.* (2000), como

$$\tau = \frac{L(x_2)}{L(x_1)} = \exp(-\delta_a) \quad (4)$$

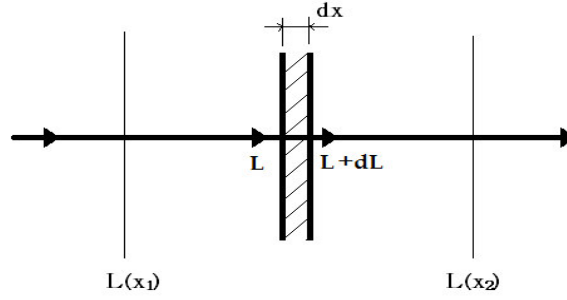


Fig. 3: Definición de extinción (Sobrino *et al.*, 2000).

A partir de la ecuación anterior (Ecuación 4), cuando la radiancia se mide en x_1 y en x_2 , el espesor óptico de absorción δ_a puede ser calculado de la siguiente forma (Liou, 2002)

$$\delta_a = -\ln \tau = \ln \frac{L(x_1)}{L(x_2)} \quad (5)$$

La energía radiante que no es transmitida será absorbida, de forma que la absortividad de la capa α comprendida entre x_1 y x_2 se define como

$$\alpha = \frac{L(x_1) - L(x_2)}{L(x_1)} = 1 - \tau \quad (6)$$

En general, cuando coexistan tanto los procesos de absorción (σ) y transmisión (τ), como los procesos de reflexión (ρ), se cumplirá la relación

$$\rho + \sigma + \tau = 1 \quad (7)$$

donde,

ρ es la reflectividad de la superficie terrestre definida como el cociente entre el flujo de energía reflejado y el flujo de energía radiante (Liou, 2002).

2.1.4 “Scattering” (Dispersión)

En el “*scattering*” la energía radiante permanece en forma de radiación, pero hay una pérdida en la dirección de la propagación de la radiación incidente.

El proceso de “*scattering*” puede ser tratado de forma análoga al de absorción, de forma que para una capa de “*scattering*” podemos escribir la siguiente relación

$$dL = -\sigma_s L dx \quad (8)$$

que define el coeficiente de “*scattering*” volumétrico σ_s (en m^{-1}). En este caso, el espesor óptico de “*scattering*” vendrá dado por

$$\delta_s = \int_{x_1}^{x_2} \sigma_s(x) dx \quad (9)$$

La transmisividad queda definida por la Ecuación 4, sustituyendo δ_a por δ_s (Liou, 2002).

2.1.5 Absorción y “scattering”

En el caso general, en el que los procesos de absorción y “*scattering*” ocurren simultáneamente en la atmósfera, la atenuación de la energía radiante en un medio puede expresarse a partir del coeficiente de extinción (σ_e), definido como la suma de los coeficientes de absorción y “*scattering*”

$$\sigma_e = \sigma_a + \sigma_s \quad (10)$$

Análogamente, se puede definir un espesor óptico total, δ , dado por

$$\delta = \delta_a + \delta_s \quad (11)$$

La importancia relativa de los procesos de “*scattering*” y absorción se caracteriza a partir del albedo de “*scattering*” simple

$$\bar{\omega} = \frac{\sigma_s}{\sigma_e}, \quad 0 \leq \bar{\omega} \leq 1 \quad (12)$$

lo que lleva a

$$\sigma_s = \bar{\omega} \sigma_e \quad (13)$$

de la Ecuación 10, se tiene

$$\sigma_a = (1 - \bar{\omega}) \sigma_e \quad (14)$$

El caso límite en que $\bar{\omega} = 1$ se refiere al caso conservativo, y no habrá pérdida de energía radiativa. Sin embargo, un caso puramente conservativo nunca se alcanzará, es sólo una aproximación para medios que presentan poca absorción, y esta aproximación deberá realizarse con sumo cuidado, cuando el “*scattering*” múltiple lleva a recorridos muy largos. Por otro lado, valores pequeños de $\bar{\omega}$ corresponden a casos en los que el “*scattering*” puede ser despreciable en comparación con la absorción, caso que puede producirse para valores mayores que cero (Liou, 2002).

Por último, la dispersión por partículas, así como la absorción por medios sólidos o líquidos, presentan una variación muy ligera con la longitud de onda, mientras que los gases presentan un espectro de absorción muy complejo. La radiación electromagnética se presenta como una distribución continua de frecuencias que conocemos con el nombre de espectro electromagnético (EE). El espectro electromagnético cubre longitudes de onda muy variadas; se extiende desde la radiación de menor longitud de

onda, como los rayos gamma y los rayos X, pasando por la luz ultravioleta, la luz visible y los rayos infrarrojos, hasta las ondas electromagnéticas de mayor longitud de onda, como son las ondas de radio (Figura 4). No todos los canales presentan igual interés desde el punto de vista de la Teledetección (Liou, 2002).

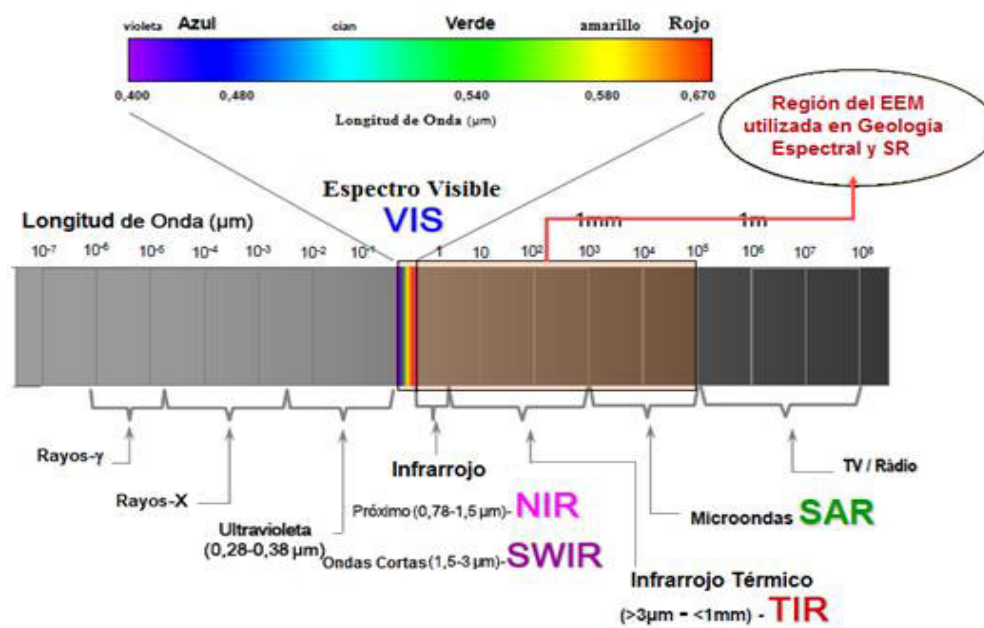


Fig. 4: Espectro electromagnético (Liou, 2002).

En las técnicas de teledetección, la región espectral infrarroja y visible es la que mayormente se considera.

La región espectral infrarroja se encuentra en el intervalo de longitud de onda de 1 mm y 0,7 μm . Esta región se suele dividir en subregiones denominadas submilimétrica, infrarrojo lejano, infrarrojo térmico e infrarrojo cercano. En esta región, la rotación molecular y las vibraciones juegan un papel importante. Un gran abanico de sensores emplean estas frecuencias para su operación. El infrarrojo térmico abarca desde 3,0 μm a 12 μm y, en este rango, la temperatura de la cubierta terrestre (incluida la superficie oceánica) es la variable de mayor interés (Liou, 2002).

La porción visible del espectro se extiende de $0,4 \mu\text{m}$ hasta $0,7 \mu\text{m}$ y, junto con el canal infrarrojo, es la región con mayor presencia de sensores. En el rango visible, la reflectancia de las plantas está dominada por los pigmentos, entre los que destaca la clorofila. Es por ello que este canal se emplea, junto con la del infrarrojo cercano, para estudiar el estado de la cubierta vegetal. En el agua, la materia orgánica disuelta atenúa mucho las longitudes de onda más cortas de este canal espectral. Las partículas suspendidas y los pigmentos presentes en el agua también afectan a la radiación recibida por los sensores que operan en este rango (Liou, 2002).

2.1.6 Cuerpo Negro

El Sol es la fuente principal de radiación electromagnética para su uso en Teledetección. Sin embargo, todos los cuerpos a temperaturas superiores a 0 K , condición que verifican todos ellos, emiten continuamente radiación electromagnética. Se considera entonces a todos los cuerpos como fuentes de radiación, cuya magnitud y composición espectral difieren considerablemente de la del Sol. Sin embargo, la distribución de la cantidad de radiación en cada longitud de onda no es uniforme, de ahí la importancia de determinar la temperatura superficial del Sol, ya que la distribución de la energía emitida en las diferentes regiones del espectro depende de la temperatura de la fuente (Liou, 2002).

Si el Sol fuera un emisor perfecto, sería un ejemplo de un ideal teórico denominado *cuerpo negro*. Un *cuerpo negro* transforma la energía calorífica en energía radiante, según las leyes de la termodinámica. Su *emitancia espectral* viene dada por la ecuación de Planck para una longitud de onda λ ,

$$B(\lambda) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{ch}{\lambda kT}} - 1} \quad (15)$$

donde,

$h = 6,626 \times 10^{-34} Js$ es la constante de Planck, $c = 2,998 \times 10^{10} cm s^{-1}$ es la velocidad de la luz, $k = 1,381 \times 10^{-23} JK^{-1}$ es la constante de Boltzmann y T es la temperatura medida en K (Liou, 2002).

La emitancia espectral es máxima a la frecuencia dada por la *Ley de Desplazamiento de Wien*,

$$\lambda_m = \frac{a}{T} \quad (16)$$

donde, $a = 2\,898 \mu m K$.

Según esta ley, a medida que un cuerpo se calienta, la longitud de onda de la máxima emitancia decrecerá. Esta ley se extrae a partir de la diferenciación de la *Ley de Planck*. La energía total emitida en el espectro completo viene dada por la *Ley de Stefan-Boltzman*, la cual resulta de la integración de la *Ley de Planck* (Liou, 2002) sobre todas las longitudes de onda,

$$S(T) = \int_0^{\infty} S_{\lambda}(T) d\lambda = \int_0^{\infty} \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{ch}{\lambda kT}} - 1} d\lambda$$

$$S(T) = \sigma T^4$$

Para hacer la demostración, sustituimos

$$x = \frac{hc}{k\lambda T} \rightarrow dx = -\frac{hc}{kT} \lambda^{-2} d\lambda$$

$$\lambda = \frac{hc}{kxT} \rightarrow d\lambda = -\frac{kT}{hc} \lambda^2 dx$$

reemplazando

$$S(T) = - \int_0^{\infty} \frac{2hc}{e^x - 1} \lambda^{-5} \frac{kT}{hc} \lambda^2 dx$$

$$S(T) = 2ckT \int_0^{\infty} \frac{1}{e^x - 1} \lambda^{-3} dx = \frac{2ckT(kT)^3}{h^3 c^3} \int_0^{\infty} \frac{x^3}{e^x - 1} dx$$

$$S(T) = \frac{2k^4 T^4 \pi^4}{h^3 c^2 15}$$

$$S(T) = \sigma T^4 \quad (17)$$

donde, $\sigma = 5,6697 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$ (Liou, 2002).

La *Ley de Stefan-Boltzman* expresa la densidad de energía radiante en el interior de una cavidad de *cuerpo negro* en términos de la temperatura T. La *Ley de Stefan-Boltzman* establece que el poder emisor total del *cuerpo negro*, por tanto sin consideración de su distribución espectral, es una función de la cuarta potencia de la temperatura del citado cuerpo (Sobrino *et al.*, 2000).

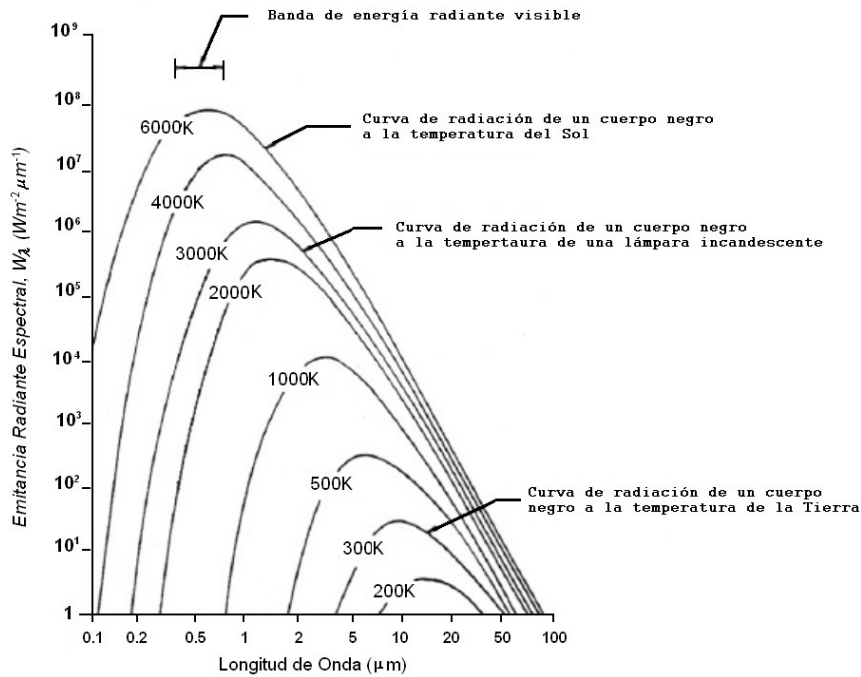


Fig. 5: Gráfica de la emitancia radio espectral en función de la longitud de onda (Liou, 2002).

Resumiendo, la *Ley de Planck* establece la forma de las curvas de emitancia espectral observadas para cada temperatura, la *Ley de Desplazamiento de Wien* nos da el punto máximo para cada temperatura y la *Ley de Stefan-Boltzman* el área bajo cada curva. La distribución de emitancia espectral para un cuerpo negro a 6000 K se aproxima mucho a la curva de emisividad espectral del Sol, mientras que la Tierra puede considerarse un *cuerpo negro* a 300 K (Figura 5). El máximo de radiación solar ocurre en la región visible del espectro (Liou, 2002).

2.2 Corrección de las imágenes satelitales

La radiación electromagnética que procede del Sol sufre una serie de interacciones con la atmósfera antes de ser detectada por el sensor. Consecuentemente, la radiancia registrada por el sensor no es una representación exacta de la radiancia efectivamente emitida o reflejada por las superficies. Esto significa que la radiancia estimada por el sensor (números digitales de 0 a 255) presenta una serie de distorsiones de la radiancia de la escena real detectada. Estas distorsiones están en la localización de los píxeles y en los números digitales de los píxeles que componen la matriz de datos. La etapa de corrección se lleva a cabo antes de realizar los procedimientos de extracción de información cuantitativa. Se obtiene una imagen corregida que es lo más próximo posible, geométrica y radiométricamente, a la energía radiante y características espaciales del área de estudio (John, 1986).

2.2.1 Corrección geométrica

La imagen original, detectada por el sensor, está en un sistema de coordenadas donde la localización de cada píxel queda determinada por su situación en filas y columnas, es el *espacio imagen*. La corrección geométrica transforma esta imagen a un nuevo sistema de coordenadas, donde cada píxel tiene asignado un valor en la columna y fila (X,Y)

que le corresponde en un determinado sistema de proyección geográfica (longitud, latitud) llamado *espacio de proyección*. En el método de la rectificación (georreferenciación), las coordenadas de los puntos de apoyo identificables en la imagen se utilizan para calcular funciones de ajuste entre los dos espacios de referencia. En este caso, las funciones son bidimensionales ya que solo intervienen las coordenadas X e Y. El objetivo es conseguir las funciones ξ_1 y ξ_2 para transformar las coordenadas (X_I, Y_I) a (X_p, Y_p) i.e. $X_p = \xi_1(X_I, Y_I)$, $Y_p = \xi_2(X_I, Y_I)$, donde X_p e Y_p son las coordenadas en el espacio de proyección y X_I e Y_I las del espacio imagen. Este tipo de corrección se llama formalmente *rectificación*. La rectificación no puede resolverse normalmente mediante una transformación de primer grado, que permitiría transformaciones de rotación, traslación y cambio de escala, ya que los espacios de referencia están distorsionados de forma compleja: proyección cónica o cilíndrica en el espacio imagen y la proyección geográfica en el espacio de proyección. Es más habitual que las funciones ξ sean funciones polinómicas de segundo o tercer grado ajustadas por mínimos cuadrados. Las funciones ξ se calculan a partir de las coordenadas de los puntos de control de suelo (GCP) y son bidimensionales puras, es decir, la coordenada Z o elevación de cada punto no se considera. Las ventajas de la rectificación son la sencillez del método y la no necesidad de disponer de otros datos que la propia imagen y los puntos de control del suelo (GCP). Su gran inconveniente es que ignora el relieve y considera implícitamente planos ambos espacios de referencia (John, 1986).

2.2.2 Ortorectificación

Este método incluye la elevación de cada píxel en el cálculo de las funciones de transformación. Considerando un sistema de representación gráfica (Proyección Ortográfica) que representa elementos geométricos o volúmenes en un plano, mediante

proyección ortogonal (Cuartero y Felicísimo, 2003). El motivo que justifica este proceder es que la elevación de un punto del terreno provoca un desplazamiento aparente de dicho punto en la imagen (Figura 6). Este desplazamiento depende de parámetros como la localización y orientación de la imagen, de la propia elevación del punto del terreno y otros específicos del tipo de sensor; en el caso de las cámaras fotogramétricas, de la posición planimétrica del punto respecto a la intersección del eje óptico de la toma con el terreno. El principal inconveniente de este método es la necesidad de disponer de un modelo de elevación digital (MED) de la zona cubierta por la imagen. Una opción posible es la construcción del MED de la zona a partir de imágenes estereoscópicas, si el sensor utilizado lo permite. En este caso, está garantizado un ajuste perfecto entre las imágenes y el MED, aunque sería necesario disponer de una aplicación informática fotogramétrica. La otra opción es conseguir el MED de fuentes externas para luego utilizarlo en la ortorrectificación (USGS, 2005).

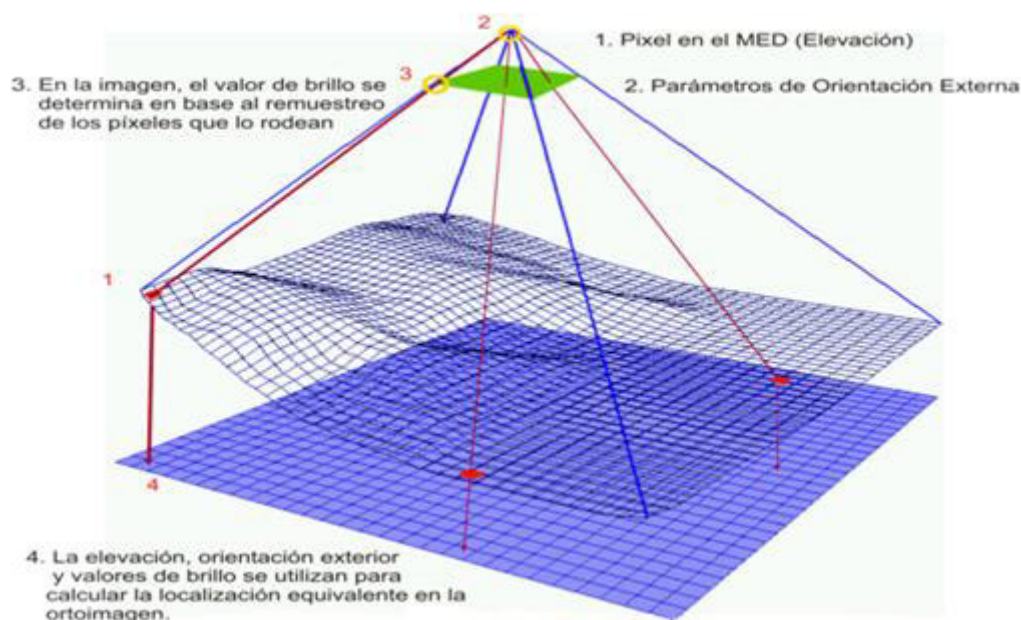


Fig. 6: Ortorrectificación.

La imagen ortográfica se construye por el remuestreo de los píxeles de la imagen original a sus nuevas posiciones ortorrectificadas.

Fuente: USGS, 2005.

2.2.3 Corrección radiométrica

La calibración radiométrica en imágenes ASTER se refiere a la transformación del número digital (ND) de las imágenes de nivel 1A a valores físicos como la radiancia ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$). Para convertir estos ND escalados a radiancias, los ND de nivel 1A son convertidos sobre una base de detector por detector usando los valores “Slope/Inclination” (A), “Gain” (G) y “Offset” (D) –llamados coeficientes de calibración radiométrica (RCC: “radiometer calibration coefficients”)– que son adicionados en el conjunto de datos de nivel 1A en el fichero de cortes de formato HDF-EOS (Tabla 2). Los Números Digitales de la imagen ASTER se convierten a radiancia usando las ecuaciones siguientes,

$$L_{VNIR,SWIR} = \left(\frac{A}{G}\right) ND + D \quad (18)$$

$$L_{TIR} = A(ND) + C(ND)^2 + D' \quad (19)$$

donde,

$L_{VNIR,SWIR}$ y L_{TIR} : radiancia espectral ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$)

A : Coeficiente de corrección lineal

C : Coeficiente de corrección no lineal

G : “Gain”

D, D' : “Offset” (diferente para $L_{VNIR,SWIR}$ y L_{TIR})

ND : Número Digital para cada píxel de la imagen

Cada fila corresponde a un detector específico. El diagrama de la relación Detector-Posición del píxel (Figura 7) representa la relación entre el número de detector y la posición de la imagen. Note que esta relación es invertida para los canales VNIR y SWIR. El detector número 1 corresponde al píxel de la columna del extremo izquierdo para los canales VNIR, mientras que para los canales SWIR corresponde al píxel de la

columna del extremo derecho. Esto es importante tenerlo en cuenta al momento de la programación para extraer la Radiancia de la imagen (Abrams y Hook, 1995).

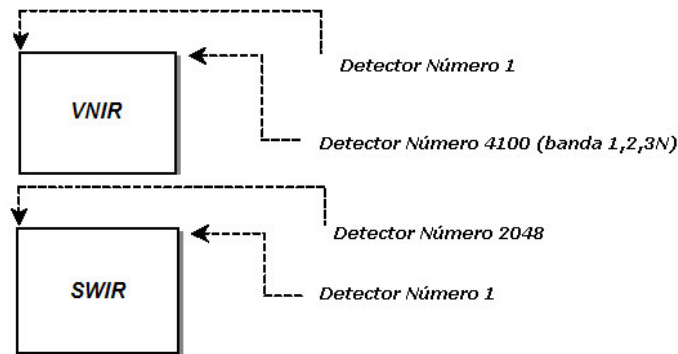


Fig. 7: Diagrama de relación detector-posición del píxel (Abrams y Hook, 1995).

Tabla 2: Estructura de los coeficientes de calibración radiométrica. D, A y G son las constantes de calibración en el VNIR y SWIR (Abrams y Hook, 1995).

VNIR: Bandas 1, 2, 3N				SWIR: Canales 4 - 9			
Nº Detector	4 Bytes	4 Bytes	4 Bytes	Nº Detector	4 Bytes	4 Bytes	4 Bytes
1	D[0]	A[0]	G[0]	1	D[0]	A[0]	G[0]
2	D[1]	A[1]	G[1]	2	D[1]	A[1]	G[1]
3	D[2]	A[2]	G[2]	3	D[2]	A[2]	G[2]
4	D[3]	A[3]	G[3]	4	D[3]	A[3]	G[3]
...
...
...
4098	D[4097]	A[4097]	G[4097]	2046	D[2045]	A[2045]	G[2045]
4099	D[4098]	A[4098]	G[4098]	2047	D[2046]	A[2046]	G[2046]
4100	D[4099]	A[4099]	G[4099]	2048	D[2047]	A[2047]	G[2047]

2.2.4 Corrección atmosférica

La energía radiada por la superficie terrestre debe propagarse una cierta distancia a través de la atmósfera antes de ser detectada por un sensor, la cual es conocida como longitud de ruta “*path length*” (Peña, 2007). Durante la propagación, el flujo radiante es dispersado y absorbido por los aerosoles atmosféricos, modificando la radiancia que finalmente es registrada por los detectores del sensor desde su objetivo. Específicamente, el proceso redirecciona energía que se añade como radiancia de ruta extraña (“*extraneous path radiance*”) a la señal medida por el sensor, mientras que el

proceso de absorción atenúa la señal de energía que éste recibe (Aronoff, 2005). El “*scattering*” de Rayleigh suele ser el más evidente y es ocasionado por pequeños aerosoles atmosféricos que redireccionan energía de onda corta que se añade a la radiancia de los píxeles (*i.e.* efecto de niebla), reduciendo la visualización de detalles (debido a que la imagen pierde contraste y brillo, es decir, disminuye su detalle radiométrico) e induciendo a una estimación incorrecta de algún parámetro vegetacional (debido a que los valores de la radiancia se encuentran sobreestimados) (Aronoff, 2005). Este efecto puede ser minimizado mediante la aplicación de un módulo de corrección atmosférica sobre los canales de la imagen, como se verá en el Capítulo 3.

2.3 Conversión de número digital a reflectancia en imágenes de satélite

La nieve posee una reflectividad muy alta en el visible (casi 100% en longitudes de onda inferiores a los $0,8 \mu\text{m}$) y en el infrarrojo próximo, con valores próximos al 0% a partir de los $1,5 \mu\text{m}$ (Figura 8). La reflectividad de la nieve disminuye con su edad; la nieve fresca tiene una reflectividad mayor que la nieve helada (Sobrino *et al.*, 2000).

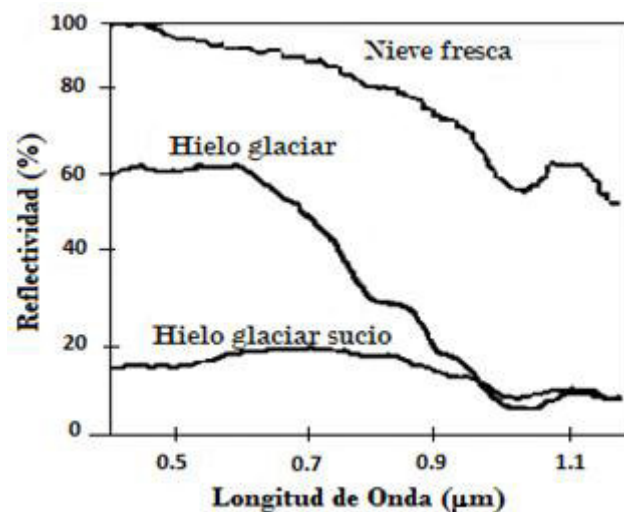


Fig. 8: Reflectividad característica para distintos tipos de nieve (Sobrino *et al.*, 2000).

Se puede ver como la reflectividad varía de acuerdo a la edad de la nieve, alcanzando el 100% para la nieve fresca.

2.3.1 Conversión de radiancia espectral a reflectancia planetaria en imágenes ASTER

Los valores de la radiancia en imágenes ASTER se puede convertir en reflectancia planetaria mediante la ecuación estándar de Landsat (Chander *et al.*, 2009):

$$\rho_P = \frac{\pi \cdot L_{Rad} \cdot d^2}{ESUN_i \cdot \cos(\theta_s)} \quad (20)$$

donde,

- ρ_P : Reflectancia planetaria.
- L_{Rad} : Radiancia espectral en la apertura del sensor. [$Wm^{-2}sr^{-2}\mu m^{-1}$]
- $ESUN_i$: Irradiancia solar exoatmosférica de cada canal, $i = 1, \dots, 14$.
- θ_s : Ángulo cenit del Sol (ángulo cenit = 90° – ángulo de elevación del sol).
- d : Es la razón de la distancia Tierra-Sol actual y la distancia Tierra-Sol promedio, que se puede calcular mediante la siguiente ecuación (Chander *et al.*, 2009).

$$d = \left(1 - 0,01672 * \cos\left(RADIANS(0,9856 * (JulianDay - 4))\right)\right) \quad (21)$$

donde

“*JulianDay*” es el día juliano y los valores de $ESUN_i$ para los canales ASTER se dan en la Tabla B2 (Anexo B).

Los valores de $ESUN_i$ fueron calculados usando la siguiente ecuación (Markhan y Barker, 1986).

$$ESUN_i = \frac{\sum\{(R_{FN(\lambda)} * Solar\ Irradiance)\Delta\lambda_\lambda\}}{\sum\{(R_{FN(\lambda)})\Delta\lambda_\lambda\}} \quad (22)$$

donde,

$R_{FN(\lambda)}$ son las funciones de respuesta espectral de los canales *VIS-NIR* y $\Delta\lambda_\lambda$ es el intervalo de muestreo de cada canal. Las funciones de respuesta espectral de los canales *VIS-NIR* tienen intervalos de muestreo variable con los canales 1 y 3N que tienen $\Delta\lambda_\lambda = 0,004 \mu m$ y el canal 2 que tiene $\Delta\lambda_\lambda = 0,003 \mu m$ (Tabla B2, Anexo B). Esta metodología puede también ser aplicada no solo a los canales del sensor *SWIR*, sino también a otros sensores donde son conocidas las funciones de respuesta espectral (Markhan y Barker, 1986).

Por otro lado, haciendo la corrección de la reflectancia planetaria en función de la distancia Tierra-Sol normalizada (Ecuación 21), que es igual a $149,46 \times 10^6$ km (1 unidad astronómica), según Chander *et al.* (2009), sería

$$\rho_P = \frac{\pi L}{\varepsilon_0 E_0 \cos \theta_s} \quad (23)$$

donde la distancia Tierra-Sol normalizada para cualquier día del año puede ser calculado del factor de corrección de la excentricidad de la órbita de la Tierra ε_0 ,

$$\varepsilon_0 = \left(\frac{r_0}{r_a} \right)^2 = \left(\frac{1}{d} \right)^2 = \frac{1}{d^2} \quad (24)$$

donde r_0 es la distancia media Tierra-Sol y r_a es la distancia Tierra-Sol actual en un tiempo dado del año.

2.4 Conversión de números digitales a valores de Radiancia, Reflectividad Aparente en imágenes Landsat

Una imagen cruda de satélite contiene valores denominados Números Digitales (ND) que el sensor a bordo del satélite registra a partir de la energía electromagnética recibida por el sensor. Para recuperar los valores de energía recibida es necesario aplicar la

inversa a la ecuación lineal que expresa la radiancia recibida por el sensor y que según Chander y Markham (2003) está dado por,

$$L_{sen,k} = a_{1k}ND_k + a_{0k} \quad (25)$$

El subíndice k se refiere a cada una de los canales del sensor TM y ETM+ del satélite Landsat-5 y Landsat-7 respectivamente, a_{1k} es el coeficiente de calibración del sensor de los canales del sensor TM y ETM+, a_{0k} es el factor de sesgo reescalado para un canal específico k y $L_{sen,k}$ es la radiación detectada en el sensor en el canal k . En la Tabla 3 se muestran los valores de los coeficientes y el factor de sesgo reescalado para Landsat-5 y Landsat-7 junto a los valores de irradiancia solar extraterrestre en la cima de la atmósfera (E_0) y transmitancia (τ_k) para cada uno de los canales.

La reflectividad es la variable fundamental cuyo cálculo permite aplicar otro tipo de técnicas (por ejemplo el índice de vegetación y de nieve, entre otros) para hacer investigación en Ciencias de la Tierra. Es la fracción de radiación incidente reflejada por una superficie. El modelo más sencillo utiliza la ecuación de reflectividad como índice entre la radiación reflejada del suelo $L_{sue,k}$ y la incidente del Sol ($E_{o_{sue,k}}$), medida en la superficie del píxel (Chander y Markham, 2003).

$$\rho_k = \frac{\pi L_{sue,k}}{E_{o_{sue,k}}} \quad (26)$$

donde ρ_k es la reflectividad para el canal k , $L_{sue,k}$ es la radiancia reflejada del suelo para el canal k y $E_{o_{sue,k}}$ la irradiancia solar incidente del suelo para el canal k y $\pi = 3,14159265$.

Los valores de $L_{sue,k}$ y $E_{osol,k}$ puede aproximarse a partir de los de $L_{sen,k}$ (ecuación 25) y E_{ok} (Tabla 3), es decir, la irradiancia recibida por el sensor y la irradiancia recibida en la cima de la atmósfera (Chander y Markham, 2003):

$$\rho_k^* = \frac{\pi L_{sen,k}}{\frac{E_{ok} \cos \theta}{D}} = \frac{\pi L_{sen,k} D}{E_{ok} \cos \theta} \quad (27)$$

ρ_k^* se conoce como **reflectividad aparente**, donde θ_i es el ángulo cenital que se calcula como

$$\cos(\theta_i) = \cos(\emptyset) \cos(\delta) \cos(\omega) + \sin(\emptyset) \sin(\delta) \quad (28)$$

donde, \emptyset es la latitud, $\omega = 15 \times (h - 12)$ es el ángulo horario obtenido a partir de la hora solar (h), δ es la declinación solar que se calcula como

$$\delta = 23,45 \sin \left(360 \left(\frac{284 + J}{365} \right) \right) \quad (29)$$

y D es el factor corrector de la distancia Tierra-Sol, en unidades astronómicas, que se calcula también de forma inmediata a partir del día del año, según (Chander y Markham, 2003) mediante la ecuación

$$D = \left(1 + 0,01674 \left(\sin \left(2\pi \frac{J - 93,5}{365} \right) \right) \right)^2 \quad (30)$$

En las dos ecuaciones anteriores J es el día juliano del año, de 1 a 365 y de 1 a 366 para los años bisiestos. La introducción del número π permite, finalmente, tener en cuenta el carácter lambertiano de la reflectividad (luminosidad constante en cualquier dirección).

El valor de ρ_k^* (Ecuación 27) así calculado se conoce como **reflectividad aparente** y no tiene en cuenta las alternaciones que la atmósfera introduce en los flujos de energías que

se establecen a través de ella ni las diferencias en cuanto a la radiación recibida sobre el terreno (sombras) (Chander y Markham, 2003).

Tabla 3: Coeficientes de calibración de Landsat para los sensores TM y ETM+ y valores de Irradiancia Solar Exoatmosférica correspondiente al canal (Chander *et al.*, 2009).

Canal	λ central (μm)	Irradiancia Solar Extraterrestre E_{0k} ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$)	Coeficientes a_{1k} ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$)/ND		Factor a_{0k} ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$)		Transmitancia τ_k
			TM	ETM+	TM	ETM +	
1	0,485	1957	0,67	1,18	-2,19	-7,38	0,7
2	0,569	1829	1,32	1,21	-4,16	-7,61	0,78
3	0,660	1557	1,04	0,94	-2,21	-5,94	0,85
4	0,840	1047	0,88	0,97	-2,39	-6,07	0,91
5	1,676	219,3	0,12	0,19	-2,49	-1,19	0,95
6	11,435	-	0,06	0,07	1,18	-0,07	-
7	2,223	74,52	0,07	0,07	0,22	-0,42	0,97

2.5 Emisividad

Para definir la emitancia de los cuerpos naturales, entre ellos de la nieve ($\varepsilon(T)$), es necesario introducir la noción de emisividad espectral hemisférica desarrollada por Sobrino *et al.* (2000) en este subcapítulo de la tesis. La emisividad se obtiene a partir del cociente entre la energía emitida por el cuerpo (emitancia) a una temperatura T dada su longitud de onda λ ($M_\lambda(T)$), y la energía que emitiría un cuerpo negro a igual T y λ ($M_\lambda^0(T)$), es decir;

$$\varepsilon_\lambda(T) = \frac{M_\lambda(T)}{M_\lambda^0(T)} \quad (31)$$

La emisividad total de un cuerpo natural es por tanto,

$$\varepsilon(T) = \frac{M(T)}{M^0(T)} = \frac{\int_0^\infty M_\lambda(T) d\lambda}{\int_0^\infty M_\lambda^0(T) d\lambda} = \frac{\int_0^\infty \varepsilon_\lambda(T) M_\lambda(T) d\lambda}{\sigma T^4} \quad (32)$$

donde, $\int_0^\infty M_\lambda^0(T) d\lambda = \sigma T^4$ es la Ley de Stefan-Boltzman (Ecuación 17).

Por otro lado, se tiene que $M_{\lambda}^0(T) > M_{\lambda}(T)$, lo que implica que la emisividad espectral es menor que 1 ($\varepsilon_{\lambda} < 1$) y la emisividad natural es menor que 1 ($\varepsilon < 1$). En el caso de un cuerpo negro, la radiancia emitida por un cuerpo negro y la energía emitida por la superficie son iguales ($M_{\lambda}^0(T) = M_{\lambda}(T)$). Para el caso de un cuerpo gris, superficie con distribución espectral semejante en forma a la de un cuerpo negro pero con poder emisivo inferior se cumple para todas las λ :

$$\varepsilon_{\lambda}(T) = \varepsilon(T) \quad (33)$$

Para definir la radiancia de un cuerpo natural se necesita introducir la noción de emisividad espectral direccional $\varepsilon_{\lambda}(\theta, \phi, T)$ dada por,

$$\varepsilon_{\lambda}(\theta, \phi, T) = \frac{L_{\lambda}(\theta, \phi, T)}{L_{\lambda}^0(T)} \quad (34)$$

donde, θ es el ángulo polar, ϕ es el ángulo acimut, T es la temperatura y $L_{\lambda}^0(T)$ es la radiancia de un cuerpo negro a la misma temperatura.

A partir de la Ecuación 34 es posible definir la temperatura equivalente al cuerpo negro, T_B , como la temperatura de un cuerpo negro que emite la misma radiancia, $L_{\lambda}(\theta, \phi, T)$, que el cuerpo natural a la temperatura termométrica T , de acuerdo a

$$L_{\lambda}(\theta, \phi, T) = \varepsilon_{\lambda}(\theta, \phi, T)L_{\lambda}^0(T) = L_{\lambda}^0(T_B) \quad (35)$$

En este punto, reemplazando Ecuación 35 en Ecuación 31, considerando que para el caso del cuerpo negro $M_{\lambda}^0(T) = \pi L_{\lambda}^0(T)$ y teniendo en cuenta $M_{\lambda}(T) = \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} L_{\lambda}(\theta, \phi, T) \cos\theta \sin\theta d\theta$, es posible dar la relación entre la emisividad espectral hemisférica y la direccional

$$\varepsilon(T) = \frac{M(T)}{M^0(T)} = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} \varepsilon_\lambda(\theta, \phi, T) \cos\theta \sin\theta d\theta \quad (36)$$

si la superficie es lambertiana: $\varepsilon_\lambda(T) = \varepsilon_\lambda(\theta, \phi)$ y, por tanto, $M_\lambda(T) = \varepsilon \sigma T^4$.

La importancia del conocimiento de la emisividad en la medida radiométrica de la temperatura de la superficie terrestre T en el intervalo de longitud de onda $8 \mu m - 14 \mu m$, donde se da la máxima emisión térmica a temperatura ambiente, se presenta de la siguiente forma,

$$\frac{\Delta T}{T} = \frac{1}{5} \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon} \quad (37)$$

donde, $\Delta \varepsilon$ es la variación espectral de la emisividad y se obtiene de la imagen satelital.

De esta misma ecuación (37) se tiene que para una temperatura típica de la superficie de 300 K, $\Delta T = 60 \left(\frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon} \right)$. Es decir, que una imprecisión del 1% en la emisividad da lugar a un error en la medida de la temperatura de 0,6 K (Tabla 4). Por considerar un comportamiento de cuerpo negro para las superficies naturales, en lugar del valor real de la emisividad (Sobrino *et al.*, 2000).

Tabla 4: Errores en la medición de la temperatura (Sobrino et al., 2000).

Errores que se cometen en T por el hecho de considerar un comportamiento de cuerpo negro para las superficies naturales, en lugar del valor real de la emisividad.

Superficies	ε (8 – 14) μm	ΔT (K) ($\varepsilon = 1$)
Arena	0,80 – 0,90	15 – 6
Arcilla	0,94 – 0,98	4 – 1
Agua vegetación	0,97 – 0,99	2 – 0,6
Nieve	0,99	0,6

2.6 Estimación de los parámetros geofísicos

El índice de vegetación, la temperatura de brillo y el índice de nieve son parámetros geofísicos involucrados en el estudio de la variación del área glaciar y estos se obtienen directamente de datos de imágenes satelitales.

2.6.1 Índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI)

La reflectancia espectral de las hojas de la vegetación contiene varias características que la distinguen de otras superficies, como el suelo desnudo, el agua, la nieve, entre otras. La baja reflectividad de la vegetación verde en la región espectral visible ($0,4 \mu\text{m} - 0,7 \mu\text{m}$), especialmente en las longitudes de onda roja alrededor de $0,69 \mu\text{m}$, es causada por la fuerte absorción de la clorofila. Una alta reflectancia se produce en la región del infrarrojo cercano ($0,7 \mu\text{m} - 1,3 \mu\text{m}$), especialmente cerca de $0,85 \mu\text{m}$, y es causada por la dispersión de la superficie foliar y la estructura celular interna del mesófilo. En el infrarrojo cercano ($1,3 \mu\text{m} - 2,5 \mu\text{m}$), el agua contenida en la vegetación verde es un fuerte absorbente. Los índices de vegetación espectral emplean canales de cada una de estas regiones espectrales para distinguir estas características de reflectancia de los de otras características de vegetación. Algunos índices de vegetación de uso común combinan estos canales con los canales o parámetros adicionales para reducir las influencias atmosféricas, los efectos secundarios de dosel y las influencias de fondo (por ejemplo, el índice de vegetación mejorado, EVI; razón simple de reducción, RSR, y el índice de vegetación de ajuste de suelo, SAVI).

El índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) se calcula utilizando la reflectancia en el canal rojo y el canal infrarrojo cercano,

$$NDVI = \frac{\rho(\lambda_{NIR}) - \rho(\lambda_{red})}{\rho(\lambda_{NIR}) + \rho(\lambda_{red})} \quad (\text{Chen et al., 2005}) \quad (38)$$

donde $\rho(\lambda_{red})$ y $\rho(\lambda_{NIR})$ son las reflectancias en los canales rojo e infrarrojo cercano respectivamente (Chen et al., 2005).

Los atributos espectrales de una planta están relacionados a procesos de “*scattering*” de la radiación a nivel de la hoja (Figura 9). Los valores de NDVI oscilan entre -1 y +1. El

suelo desnudo y con poca vegetación presenta valores positivos, aunque no muy elevados.

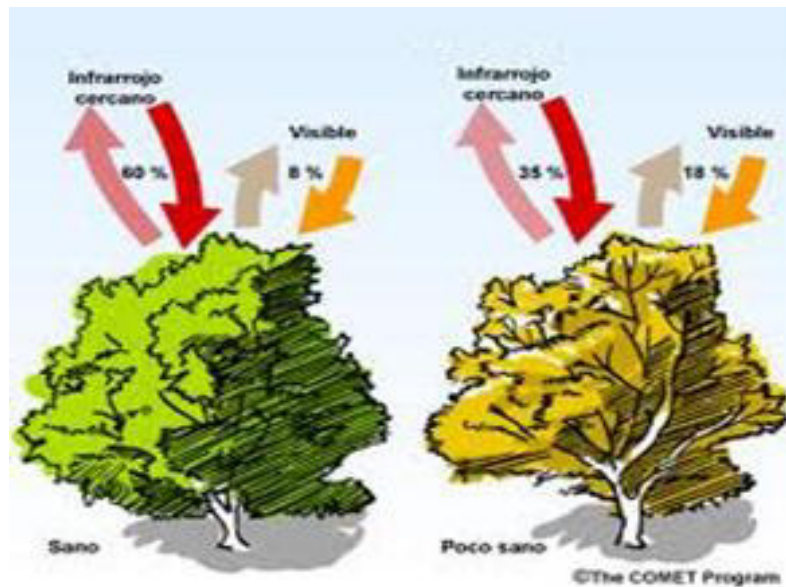


Fig. 9: Características espectrales de la vegetación (Chen *et al.*, 2005).

2.6.1.1 Índice de vegetación en imágenes Landsat

La signatura espectral característica de la vegetación sana muestra un claro contraste entre el canal rojo del visible $\rho(\lambda_{TM3})$ y los comprendidos en el infrarrojo cercano $\rho(\lambda_{TM4})$. Mientras que en la región visible los pigmentos de las hojas absorben la mayor parte de la luz que reciben, en el infrarrojo estas sustancias son bastante transparentes. Por esta razón, la vegetación ofrece baja reflectividad en el canal rojo del espectro y alta reflectividad en el infrarrojo cercano. De tal manera que cuanto mayor sea el contraste en los valores digitales de ambos canales, mayor vigor vegetal presentará la cubierta observada (Cano y Moreno, 1996); bajos valores de contraste indican una vegetación enferma, y las cubiertas sin vegetación apenas ofrecen contraste (Lobo, 1995). En este principio se apoyan la mayor parte de los denominados *índices de vegetación*, en los que se combinan los canales rojo e infrarrojo cercano del espectro (canales 3 y 4 del sensor TM, respectivamente).

El índice de vegetación (NDVI “*Normalized Difference Vegetatio Index*”), está definido como

$$NDVI_{Landsat} = \frac{\rho(\lambda_{TM4}) - \rho(\lambda_{TM3})}{\rho(\lambda_{TM4}) + \rho(\lambda_{TM3})} \quad (\text{Cano y Moreno, 1996}) \quad (39)$$

donde $\rho(\lambda_{TM4})$ (0,78 μm – 0,90 μm) es la reflectancia en el canal del infrarrojo cercano y $\rho(\lambda_{TM3})$ (0,63 μm – 0,69 μm) es la reflectancia en el canal rojo del visible, del sensor TM para el satélite Landsat-5 (Tabla 5).

2.6.1.2 Índice de vegetación en imágenes ASTER

Para estimar el NDVI en imágenes ASTER consideramos el canal rojo (0,63 μm – 0,69 μm) y el canal del infrarrojo cercano (0,76 μm – 0,86 μm), de los canales 2 y 3 del VNIR, respectivamente (Tabla 5). Los atributos espectrales de una planta están relacionados a procesos de dispersión de la radiación a nivel de la hoja. Esta dispersión varía con la estructura, con el contenido de vapor de agua y con la concentración de carbón, clorofila y nitrógeno. El índice de vegetación normalizado es indicador de la densidad y la actividad fotosintética de la vegetación viva, que ha sido ampliamente utilizado en los estudios ecológicos. Este índice es una función de la reflexión relativa en el canal rojo e infrarrojo próximo y se calcula según la siguiente ecuación

$$NDVI_{ASTER} = \frac{\rho_{B_3} - \rho_{B_2}}{\rho_{B_3} + \rho_{B_2}} \quad (40)$$

donde ρ es la reflectancia en el infrarrojo cercano y la reflectancia en el canal rojo, respectivamente, para el sensor ASTER del satélite TERRA (Chander y Markham, 2003).

La ventaja del sensor ASTER es la resolución espacial (15 m) en comparación al sensor Landsat TM, con resolución de 30 m.

En la Tabla 6 se muestra tres tipos de sensores (ASTER, CBERS y Landsat TM) y con ellos el rango de longitudes de onda para el canal rojo e infrarrojo cercano. Se nota que el rango espectral es el mismo. El NDVI para el sensor CBERS se calcula de forma análoga que para el sensor ASTER y Landsat.

Tabla 5: Información de tres sensores utilizados para estimar el índice de vegetación (Chander y Markham, 2003).

Sensor	Longitud de Onda (μm)				Resolución Espacial (m)
	Canal	Rojo	Canal	Infrarrojo Cercano	
ASTER	2	0,63 – 0,69	3	0,76 – 0,86	15
CBERS	3	0,63 – 0,69	4	0,77 – 0,89	20
Landsat TM	3	0,63 – 0,69	4	0,78 – 0,90	30

2.6.2 Estimación de la temperatura de la superficie del suelo

La temperatura de la superficie del suelo (TST) es una de las cantidades físicas claves en el estudio de los fenómenos de la superficie del suelo en escala regional y global. La temperatura es necesaria en una variedad de estudios científicos, climatológicos, hidrológicos, ecológicos, biogeológicos, entre otros (Running *et al.*, 1994).

La radiación térmica infrarroja emitida por la superficie del suelo es modificada ligeramente por la atmósfera antes de alcanzar los sensores del satélite. Usualmente, la atmósfera es casi transparente a las longitudes de onda comprendidas entre 8 μm y 12 μm . Por esta razón, esta región es frecuentemente usada para medir la temperatura de la superficie del suelo. A pesar de ello, es necesario considerar los efectos de absorción y emisión causados por el vapor de agua. Como la atmósfera es generalmente fría, comparada con la del suelo, la absorción domina sobre la emisión y la radiación emitida por la superficie del suelo disminuye al llegar al sensor del satélite. Si este efecto no se corrige, el estimado de la temperatura puede ser muy frío (Running *et al.*, 1994).

La temperatura de la superficie del suelo también es influenciada por su emisividad y rugosidad. Por lo tanto, para obtener una alta calidad en la medida de la temperatura de la superficie es necesario tener en cuenta, según Runnin *et al.* (1994), tres procesos de corrección:

- Corrección de la absorción y remisión de la atmósfera.
- Corrección de la emisividad de la superficie.
- Corrección de la rugosidad de la superficie.

Una vez realizado los pasos anteriores, se busca la temperatura de brillo partiendo de la ecuación de transferencias radiativa en la atmósfera.

2.6.2.1 La función de Planck y la temperatura de brillo

Para medir la radiancia emitida en una longitud de onda, dada por un cuerpo negro debido a su temperatura, se parte de la ecuación de transferencia radiativa (ETR) en la atmósfera.

$$L_{sen} = [\varepsilon B_{\lambda}(T_s) + (1 - \varepsilon)L^{\downarrow}]\tau + L^{\uparrow} \quad (41)$$

donde:

L_{sen} : Radiancia medida por el sensor, ε es la emisividad de la superficie

$B_{\lambda}(T_s)$: Ley de Planck (ec. 15)

T_s : Temperatura de la superficie del suelo

τ : Transmitividad atmosférica

L^{\downarrow} : Radiancia atmosférica descendente

L^{\uparrow} : Radiancia atmosférica ascendente

Luego, haciendo uso de la ecuación de Planck (Ecuación 15),

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2\pi hc^2 \lambda^{-5}}{(e^{hc/k\lambda T} - 1)} \quad (42)$$

donde,

$h = 6,626 \times 10^{-34} Js$:	Constante de Planck
$k = 1,381 \times 10^{-23} JK^{-1}$:	Constante de Boltzman
$c = 2,998 \times 10^{10} cm s^{-1}$:	Velocidad de la luz en el vacío
T	:	Temperatura medida de la atmósfera (K)

En imágenes satelitales es posible obtener la radiancia emitida por la superficie del suelo. La radiación emitida por la superficie del suelo se ve alterada por su paso a través de la atmósfera. Por otro lado, determinadas longitudes de onda emitidas por la Tierra, la atmósfera es transparente, por lo que el valor de la radiancia de estas longitudes de onda está relacionado con la temperatura de la superficie del suelo. De este modo, se invierte la función de Planck y considerando que la radiancia $L_{\lambda} = B_{\lambda}$ se puede determinar esta temperatura conocida como la temperatura de brillo (T_B), la cual se calcula

$$T_B = \frac{hc}{k\lambda} \left(\frac{1}{\ln(2hc^2 \lambda^{-5}/L_{\lambda} + 1)} \right) \quad (43)$$

ahora, si se considera según Chander y Markhan (2003) las constantes $K_1 = 2hc^2 \lambda^{-5}$ y $K_2 = \frac{hc}{k\lambda}$ (Tabla 6), la temperatura de brillo es

$$T_B = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{\lambda}} + 1\right)} \quad (44)$$

Muchas veces, la radiancia se da en unidades $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ (Chander y Markham, 2003). En estos casos hay que convertir a $Wm^{-2}sr^{-1}$ multiplicando por el factor 10^6 .

Tabla 6: Valores de K_1 y K_2 calculados por Chander y Markham (2003), para determinados canales de algunos sensores.

Sensor	Longitud de Onda Central (μm)	K_1 $\text{W}(\text{m}^2\text{sr } \mu\text{m})^{-1}$	K_2 (K)
L7 ETM+	11,335	666,09	1282,71
L5 TM	11,435	607,76	1260,56

2.6.2.2 Algoritmo monocanal

Este algoritmo monocanal, según Jimenez *et al.* (2010), viene dado por

$$T_s = \gamma \left[\frac{1}{\varepsilon} (\psi_1 L_{sen} + \psi_2) + \psi_3 \right] + \delta \quad (45)$$

donde γ y δ son dos parámetros que se obtienen a partir de la radiancia (L_{sen}) o temperatura de brillo (T_B) del sensor y ψ_i ($i = 1,2,3$) son las llamadas funciones atmosféricas que dependen, en principio, de los parámetros τ , L^\downarrow y L^\uparrow (transmitividad atmosférica, radiancia atmosférica descendente y ascendente, respectivamente) (Jimenez *et al.*, 2010). Los parámetros γ y δ pueden obtenerse de forma simplificada mediante las expresiones,

$$\gamma = \frac{T_{sen}^2}{bL_{sen}}, \quad \delta = T_{sen} - \frac{T_{sen}^2}{b}$$

donde, T_{sen} es la temperatura de brillo y L_{sen} es la radiancia (medidos por el sensor). La constante b tiene valores de 1,290 K; 1,256 K y 1,277 K para el canal 6 de Landsat-4, canal 5 de Landsat-5 y canal 6 de Landsat-7, respectivamente. El cálculo de las funciones atmosféricas se puede abordar de distintas formas, a pesar de que este algoritmo fue desarrollado, en principio, para poder aplicarse de forma general a cualquier canal térmico (Jimenez *et al.*, 2010).

2.6.3 La emisividad de la superficie del suelo

Como la superficie del suelo no se comporta exactamente como un cuerpo negro, la radiancia emitida por un cuerpo natural no obedece la función de Planck, por lo que hay que introducir un coeficiente denominado “emisividad”, de modo que la radiancia emitida por una superficie está dado por

$$L_{\lambda} = \varepsilon_{\lambda} B_{\lambda} \quad (46)$$

La emisividad de un cuerpo depende del material del cual está hecho y de la longitud de onda emitida por el cuerpo. Para un cuerpo negro, la emisividad es igual a la unidad, pero para la mayoría de los cuerpos es menor que la unidad, $0 < \varepsilon_{\lambda} < 1$. La emisividad de la superficie del suelo depende de la cubierta del suelo y ésta cambia de acuerdo a la estación del año. Es posible hacer una clasificación de la superficie del suelo de acuerdo a la emisividad promedio según la estación de la vegetación. Ahora, si introducimos la emisividad en la función de Planck y la invertimos, obtenemos la temperatura de la superficie del suelo con emisividad corregida.

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{\lambda} K_1}{L_{\lambda}} + 1\right)} \quad (47)$$

La Ecuación 47 en términos de la temperatura de brillo es,

$$T = \frac{T_B}{1 + \left(\frac{k\lambda}{hc} \ln(\varepsilon_{\lambda})\right) T_B} \quad (48)$$

La Ecuación 48 es la que se considera al estimar la temperatura de la superficie del suelo a partir del canal 6 del sensor TM del satélite Landsat-5 (Jimenez *et al.* 2010).

2.6.4 Índice de nieve

La elaboración de mapas de distribución de nieve y la estimación de las características de la misma, a partir de datos obtenidos mediante teledetección por satélite, exigen que se distinga de otras coberturas de la superficie terrestre y de las nubes.

La propiedad óptica más importante del hielo y del agua, que causa una variación espectral en la reflectancia de la nieve y de las nubes en las longitudes de onda del infrarrojo medio y el visible, es que el coeficiente de absorción de ambas varía en 7 órdenes de magnitud entre las longitudes de onda 0,4 μm y 2,5 μm (Cano y Moreno, 1996). Es por esto que, en el canal 2 (para imágenes TM) y el canal 1 (para imágenes ASTER), la nieve es más brillante que cualquier otra superficie natural, mientras que en el canal 5 (TM) y canal 4 (ASTER) la reflectancia de las nubes sigue siendo muy alta, cayendo a valores próximos a cero para la nieve. Lo que permite una buena discriminación entre las nubes y la nieve. Con estos canales podemos elaborar, por tanto, un índice de nieve, también normalizado, definido como la diferencia entre ellas dividida por la suma. Para las imágenes TM está dada de la siguiente manera

$$NDSI_{TM} = \frac{\rho(\lambda_{TM2}) - \rho(\lambda_{TM5})}{\rho(\lambda_{TM2}) + \rho(\lambda_{TM5})} \quad (49)$$

El índice utilizado en la tesis, para la discriminación de la nieve y la elaboración de las composiciones en falso color que se describirán a continuación, según Cano y Moreno (1996), es simplemente la diferencia entre los canales

$$SI = \rho(\lambda_{TM2}) - \rho(\lambda_{TM5}) \quad (50)$$

donde $\rho(\lambda_{TM5})$ y $\rho(\lambda_{TM2})$ son las reflectancias en los canales del infrarrojo medio y el visible, respectivamente.

Para las imágenes ASTER se utiliza los canales 1 (infrarrojo cercano VNIR) y 4 (infrarrojo de onda corta SWIR)

$$NDSI_{ASTER} = \frac{\rho(\lambda_{B1}) - \rho(\lambda_{B4})}{\rho(\lambda_{B1}) + \rho(\lambda_{B4})} \quad (51)$$

donde $\rho(\lambda_{B4})$ y $\rho(\lambda_{B1})$ son las reflectancias en los canales del infrarrojo de onda corta y el visible, respectivamente.

2.6.4.1 Cálculo del área glaciar a partir de imágenes TM

Un glaciar es toda masa de hielo perenne, formada por acumulación de nieve, cualquiera sean sus dimensiones y su forma (Anexo C). Cuando el glaciar adquiere cierto espesor, fluye bajo su propio peso hacia las alturas inferiores (Lliboutry, 1956).

Un primer problema que se ha de resolver al tratar de reconocer sobre una imagen satelital las áreas cubiertas de nieve o hielo, es el de la distinción entre éstas y aquellas cubiertas por las nubes. No obstante, éste problema queda fácilmente resuelto por el hecho de que, mientras que las nubes (salvo algunas excepciones como son las finas capas de cirros) poseen una elevada reflectancia en el infrarrojo medio, con la nieve sucede lo contrario (Ariza, 2006).

Las metodologías desarrolladas anteriormente son utilizadas en la actualidad para el cartografiado de superficies glaciares. Se ha aprovechado la característica de una alta reflectancia en el espectro visible (para lo cual podemos usar uno de los tres primeros canales de Landsat) junto con una fuerte absorción en el infrarrojo cercano/medio (canales 3 y 5, respectivamente). Ambas características son reunidas en un único parámetro, razón de canales o índice de nieve (Ariza, 2006).

Los cocientes de los canales del sensor TM empleados son los siguientes:

a) $R_{35} = \frac{\rho_{TM3}}{\rho_{TM5}}$, donde ρ_{TM3} y ρ_{TM5} son las reflectancias en los canales 3 y 5 del sensor TM del satélite Landsat-5, respectivamente.

b) Índice de nieve de diferencia normalizada, $NDSI_{TM} = \frac{\rho_{TM2} - \rho_{TM5}}{\rho_{TM2} + \rho_{TM5}}$

Este parámetro es un análogo del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI).

En los dos casos anteriores se aplicó a la imagen un umbral con la intención de obtener un vector para utilizarla sobre la imagen original (Lámina 6).

i. **Método A:** Cociente de canales

Si se considera el umbral $\frac{\rho_{TM3}}{\rho_{TM5}} > 1.3$ para nieve/hielo y si además según Maestro y Recio (2004), se cumple:

- $\frac{\rho_{TM3}}{\rho_{TM5}} > 0.48$, se considera que es nieve.
- $\frac{\rho_{TM3}}{\rho_{TM5}}$ entre 0,32 y 0,48 se considera que es nieve envejecida (¹*firn*).
- $\frac{\rho_{TM3}}{\rho_{TM5}} < 0.32$ se considera que es hielo.

Con este método se comprueba que el criterio más adecuado resulta ser el primero. En consecuencia, se seleccionó aquellos píxeles de la imagen cuyo valor de la razón de la reflectancia era superior a 1,3 y, sobre esta primera selección, un nuevo umbral, de modo que únicamente quedaran aquellos píxeles cuyo valor de la reflectancia para el canal 3 fuera superior a 0,48 (equivalente a un número digital de 132).

Un efecto que es interesante tener en cuenta a la hora de utilizar esta metodología es que, ya sea por la antigüedad en sí u otros factores, la reflectancia de la nieve disminuye

¹ *firn*: Estadío intermedio entre la nieve y el hielo.

con el tiempo. Mientras que una nieve reciente puede alcanzar fácilmente valores de reflectancia superior al 80%, ésta puede caer por debajo del 40% tras la metamorfosis sufrida por los cristales de nieve con el tiempo (el intervalo de duración de la estación). Esta caída de la reflectancia resulta mucho más marcada para el infrarrojo medio, haciendo el cociente entre este canal (canal 5 para imágenes del sensor TM del satélite Landsat-5) y cualquiera de las visibles.

La superficie clasificada como glaciar (Anexo C), según este método, se presenta en el capítulo de resultados (Lámina 5). Para obtener esta superficie se ha utilizado el método de clasificación “*Enmascaramiento a partir del umbral*” (Ariza, 2006) (Método B), luego se extrae la región de máxima reflectancia, que viene a ser la nieve y el hielo.

ii. Método B: NDSI (*enmascaramiento a partir del umbral*)

Este método consiste en generar máscaras de la superficie analizada a partir del umbral de reflectancia identificada para la nieve y el glaciar. El principal problema que surge al aplicar este método es la confusión que se produce entre áreas cubiertas de hielo y zonas de umbría (parte de terreno en que casi siempre hace sombra, por estar expuesta al norte). Aplicamos un primer umbral para fijar un valor límite para la detección de las áreas cubiertas por glaciares (Maestro y Recio, 2004).

Es necesario adoptar una solución dado que se trata de eliminar aquellas zonas no expuestas a la radiación solar directa (zonas de sombras). La solución es realizar un segundo enmascaramiento, según la cual se eliminarán de la selección previa aquellas zonas cuya reflectancia fuera inferior al valor límite de reflectancia. La reflectancia de las distintas superficies (Figura 10) varía de acuerdo a las longitudes de onda (Klein *et al.*, 1998).

En la Figura 10 se presenta la reflectancia de la nieve comparada con la correspondiente al suelo desnudo, la vegetación y las superficies de agua. Se muestra una comparación entre las imágenes MODIS y Landsat TM.

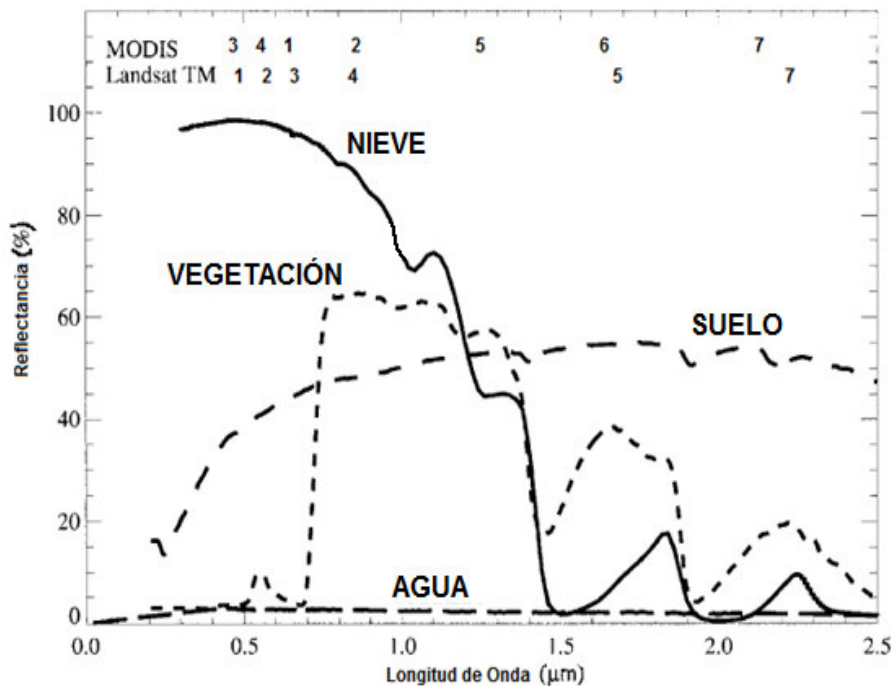


Fig. 10: Gráfica de respuesta espectral de superficies naturales (Klein *et al.*, 1998).

2.7 Modelo digital del terreno (MDT)

Uno de los elementos básicos de cualquier representación digital de la superficie terrestre son los Modelos Digitales de Terreno (MDT). Estos modelos constituyen la base para un gran número de aplicaciones en las Ciencias de la Tierra, Ambientales e Ingenierías de diverso tipo. Se denomina MDT al conjunto de capas (generalmente Raster) que representan distintas características de la superficie terrestre derivadas de una capa de elevaciones a la que se denomina Modelo de Elevaciones Digital (MED).

El trabajo con un MDT incluye las siguientes fases:

- Generación del MED.
- Manipulación del MED para obtener otras capas del MDT (pendiente, orientación, curvatura, etc.).

- Visualización de dos dimensiones o mediante levantamiento 3D de todas las capas para localizar errores.
- Análisis del MDT (estadístico, morfométrico, etc.).
- Aplicación, por ejemplo como variable independiente en un modelo de regresión que haga una estimación de la temperatura a partir de la altitud.

Una de las razones por las que estas fases se solapan es que en muchos casos la manipulación, visualización y análisis van a permitir descubrir errores en el MED. De este modo se vuelve a la primera fase y se genera un MED mejorado (Felicísimo, 1994).

2.7.1 Modelo de elevaciones digital (MED)

2.7.1.1 Estructura de codificación de la elevación

Un modelo de elevación digital (MED) en un sistema de referencia cartesiano terrestre puede representarse de forma genérica mediante la ecuación

$$z = f(x, y)$$

que define un campo de variación continua. La imposibilidad de resolver la ecuación anterior para todos los puntos del territorio obliga a definir elementos discretos sobre el mismo que permitan simplificar la codificación de la elevación. Los más habituales, según Felicísimo (1999), son:

- i. **Curvas de nivel:** Se tratan de líneas definidas como una sucesión de pares de coordenadas que tienen como identificador el valor de la elevación en cada uno de los puntos de la línea. Generalmente, el intervalo entre valores de las curvas de nivel es constante.
- ii. **Red Irregular de Triángulo (TIN):** A partir de un conjunto de puntos en los que se conoce la elevación, se trazan un conjunto de triángulos formados por tripletes de puntos cercanos no colineales para formar un mosaico. En ocasiones se parte

de las curvas de nivel que tras descomponerse en un conjunto de puntos, genera una red irregular de triángulos.

iii. Formato Raster: Malla o matriz regular de celdas de un área determinada. Es el más adecuado para la integración de las elevaciones en un Sistema de Información Geográfica (SIG), ya que va a permitir la utilización de diversas herramientas para la obtención de nuevos mapas a partir del MED. Por tanto, va a ser el que se trate en este trabajo.

iv. Sistema de Información Geográfica (SIG o GIS, por su nombre inglés): Es una integración organizada de “*hardware*”, “*software*” y datos geográficos diseñados para capturar, almacenar, manipular, analizar y desplegar en todas sus formas la información geográficamente referenciada con el fin de resolver problemas complejos de planificación y gestión.

Considerando la estructura más habitual (la matriz regular), la generación de un MED consta fundamentalmente de dos partes: a) La obtención de información sobre la superficie real (un conjunto de cotas) y b) la interpolación a partir de las cotas para asignar valores a cada celda de la matriz regular (Felicísimo, 1999).

2.7.1.2 Construcción del MED

Métodos directos mediante sensores remotos, según Felicísimo (1999):

i. Altimetría: Altimetros transportados por aviones o satélites que permiten determinar las diferencias de altitud entre superficie terrestre y el vehículo que transporta el altímetro (que se supone constante). El inconveniente es la baja resolución (celdillas muy grandes) de los datos y es muy afectado por la rugosidad del terreno. Por ello, los datos altimétricos se limitan al seguimiento de hielos polares.

- ii. **Radargrametría o interferometría de imágenes radar:** Un sensor radar emite un impulso electromagnético y lo recoge tras reflejarse en la superficie terrestre. Conociendo el tiempo de retardo del pulso y su velocidad, puede estimarse la distancia entre el satélite y terreno.

Métodos directos sobre el terreno, según Felicísimo (1999):

- i. **Topografía convencional:** Estaciones topográficas realizadas en el campo mediante dispositivos que permiten la grabación de datos puntuales que se interpolan posteriormente.
- ii. **Sistemas de Posicionamiento (GPS):** Sistema global de localización mediante satélites que permite estimaciones suficientemente precisas de latitud, longitud y altitud con respecto al nivel del mar de un punto. Posteriormente deben interpolarse los datos.

Métodos indirectos, según Felicísimo (1999):

- i. **Restitución fotogramétrica** a partir de fuentes analógicas (fotografías aéreas) o digitales (imágenes de satélite). El paralaje de un punto en una fotografía aérea o imagen de satélite es proporcional a la distancia del objeto con respecto al fondo de la imagen misma.
- ii. **Digitalización** de curvas de nivel de un mapa mediante escáner o tablero.

Los trabajos de campo son bastante precisos y su resolución se decide *a priori*. Además, es posible adaptar el muestreo a las condiciones e irregularidades del terreno (Felicísimo 1999).

2.7.2 Principios básicos de los pares estereoscópicos del sensor ASTER

Si se cuenta con imágenes de satélite repetidas a diferentes vistas en vuelos a lo largo de la trayectoria del satélite sobre el terreno, se pueden desarrollar la mayoría de las aplicaciones en glaciología (como por ejemplo construcción de modelos de elevación digital), dado que los datos pueden ser obtenidos en un terreno marcado durante el tiempo de vuelo sin cambio alguno. Durante periodos de tiempo mucho más largos (hasta meses), la situación podría cambiar las condiciones del terreno y complicar significativamente la correlación de las imágenes. Por ejemplo, debido a la caída de nieve o nieve derretida (Kääb, 2007).

Un par estereoscópico se genera al combinar imágenes repetidas del terreno con diferentes ángulos de visión, es decir, de diferentes vuelos del satélite a través del terreno, o a lo largo del vuelo por una vista en el nadir y otras vistas hacia adelante y/o hacia atrás a lo largo del paso del satélite a una velocidad de $6,7 \text{ km.s}^{-1}$ sobre el terreno (Figura 11), con una diferencia de tiempo de días o meses (Kääb, 2005).

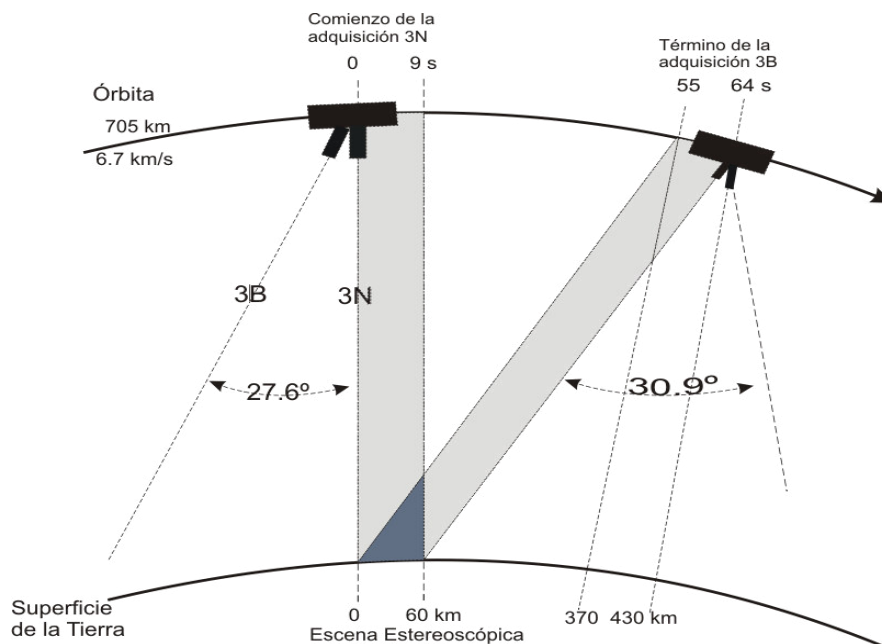


Fig. 11: Geometría estereoscópica del sensor ASTER (Kääb, 2005).

2.7.3 Principios de la toma estereoscópica del satélite

Los principios son: a) Tomas estereoscópicas del sensor ASTER, de izquierda a derecha, a partir de diferentes pasos del satélite con una diferencia de tiempo de días o meses; b) Tomas estereoscópicas de paso-paralelo del sensor ASTER, de adelante hacia atrás, tomadas en un solo paso.

Instrumentos como los de SPOT-5 (10 m de resolución) o ASTER (15 m de resolución), adquieren sus imágenes estereoscópicas en tomas a lo largo del paso del satélite sobre el terreno (Figura 11), por lo que son aplicables en el estudio de los cambios de terreno en 2 y 3 dimensiones (Kääb, 2005).

2.7.4 Generación del MED a partir de imágenes ASTER

El satélite TERRA posee un sensor ASTER, sistema de alta resolución de imágenes multiespectrales (Figura 15). Las especificaciones importantes del subsistema estéreo ASTER, que rige la capacidad de generar los modelos de elevación digital (MED), son la visión hacia adelante (canal 3N, nadir) y una vista hacia atrás (canal 3B; 27,7° del nadir), que permite obtener una visión estereoscópica de una región determinada en la dirección de vuelo del satélite. La distancia entre órbitas vecinas es de 172 km en el ecuador geográfico. El satélite ASTER posee una órbita circular heliosíncrona polar con una altitud de 705 km, cruza la línea ecuatorial a las 10:30 a.m. y regresa al mismo punto cada 16 días. En esta tesis, se limitará para el cálculo del MED un solo canal del infrarrojo cercano (0,76 μm – 0,86 μm). El campo de visión instantánea de la Tierra (GIFOV) para los datos estéreo ASTER es de 15 m en un ancho de franja de 60 km. Nueve segundos será necesario para adquirir una imagen de 60x60 km^2 y aproximadamente 64 segundos de un par estéreo (Figura 11). La determinación de las elevaciones de MED se realiza calculando la paralaje que se produce al “superponer”

las imágenes normalizadas. Para conseguir esta superposición una ventana de correlación, de un tamaño predefinido (por ejemplo: 11x11 píxeles), es centrada en un píxel de 15 m en el canal 3N de la imagen. El área en el canal 3B con cada píxel conjugado localizado es definida por el tamaño de una ventana de búsqueda acorde al máximo desplazamiento de la imagen ocasionado por el relieve del terreno. La ventana de correlación se desplaza píxel a píxel a través de la ventana de búsqueda y el coeficiente de correlación es calculado para la ubicación de cada píxel. La ubicación que presente el mejor coeficiente de correlación es considerada como el punto óptimo. Este proceso se repite sistemáticamente en toda la imagen (Welch *et al.*, 1990).

Las diferencias de altura o elevación relativa (Δh) de los objetos están muy aproximadas, según Welch *et al.* (1990), por la siguiente ecuación,

$$\Delta h \approx \frac{\Delta p}{\tan \alpha} \approx \frac{\Delta p}{(B/H)} \quad (52)$$

donde α es el ángulo formado entre el eje vertical de la cámara nadir (3N) en la estación de observación 1 (O1) o inicio de adquisición y el rayo de intersección de la cámara apuntando hacia atrás (3B) en la estación de observación 2 (O2) o adquisición completa, B es la distancia recorrida por el satélite de O1 a O2 a una altura H (705 m) y Δp es la diferencia de paralaje en un par estereoscópico (Figura 12) (Welch *et al.*, 1990).

En el margen derecho de la Figura 12 se describen los elementos necesarios para el cálculo de la altura Δh a partir de la diferencia de paralaje Δp en un par estereoscópico. La base B es igual a X_I para la vista en el nadir y hacia atrás, Δh es obtenida por el ángulo de orientación α ² y el intervalo de tiempo Δt requerido para capturar la cima y la base del objeto (Figura 12). En el par estéreo Δt está representado por $(X_1 - X_2) =$

² Se define como el ángulo existente entre el vector que señala el Norte y la proyección sobre el plano horizontal del vector normal a la superficie en ese punto.

Δp . Las relaciones entre el sensor, la imagen y el suelo pueden determinarse en base a la condición de colinealidad que especifica que la posición del sensor, el punto en el terreno y su correspondiente punto en la imagen deben estar colocados sobre una línea recta, es decir, deben ser colineales. Para esto se consideran parámetros de orientación tanto interna como externa del sensor, los mismos que se incluyen en la cabecera de la imagen. Los parámetros internos de orientación son aquellos que definen la geometría interna del sensor. Dichos parámetros permiten transformar la imagen de un sistema espacial de coordenadas. Los parámetros externos de orientación definen la posición y orientación del sensor cuando la imagen es capturada, es decir, las coordenadas X_0 , Y_0 , Z_0 de la posición de captura de la imagen y los ángulos de rotación definidos por Ω (rotación al eje fotográfico X) y π (rotación al eje fotográfico Y) y ϑ (rotación al eje fotográfico Z). Todos estos elementos definen la posición del centro de proyección (O) con respecto al sistema general de coordenadas (X, Y, Z) (Welch *et al.*, 1990).

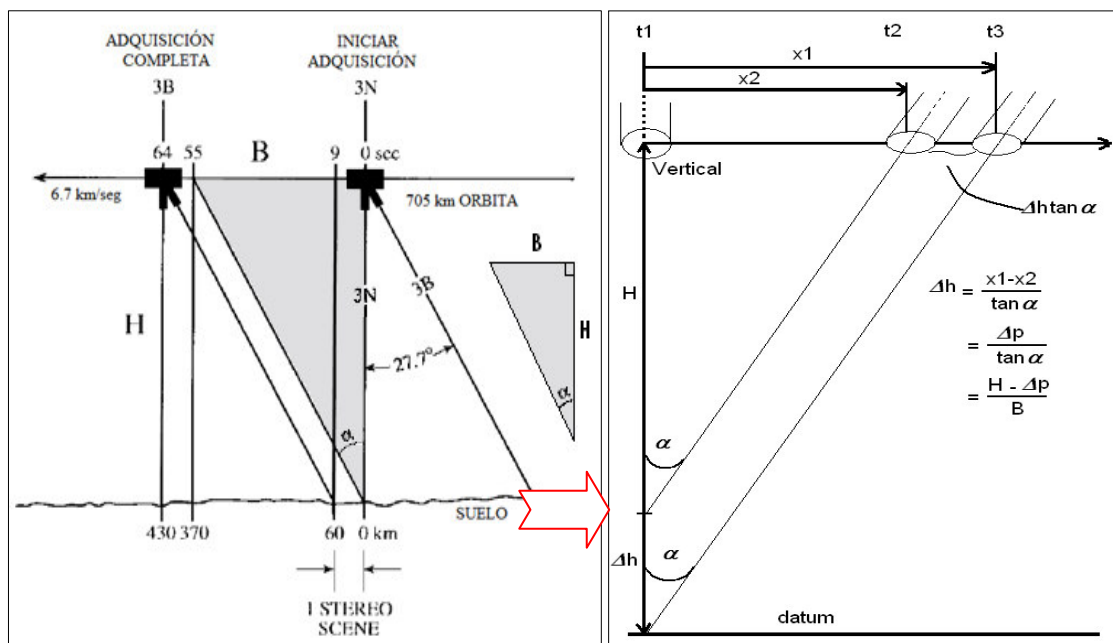


Fig. 12: Geometría de la adquisición de imagen ASTER (Welch *et al.*, 1990).

Izquierda: Diagrama simplificado de la geometría de la imagen y el momento de adquisición de datos para ASTER a lo largo de estereo de la pista. *Derecha:* Cálculo de altura en base a la diferencia de paralaje.

En el par estereoscópico normalizado, las diferencias de posición paralelas a la dirección de viaje del satélite (diferencias de paralaje, Δp) son atribuidas a desplazamientos causados por el relieve. Las elevaciones relativas del terreno son determinadas por la medida de Δp en las imágenes registradas y posteriormente transformadas en elevaciones relativas y absolutas (Welch *et al.*, 1990).

La precisión pueden obtenerse mediante técnicas de estereocorrelación automática que se rige por: relación, fiabilidad del procedimiento de correlación, precisión y densidad de control en Tierra (Welch *et al.*, 1990).

2.7.5 Variables influyentes en error de los MED

El error en el modelo de elevación digital dependerá de múltiples causas que han podido influir en las diferentes etapas de su construcción. Las causas no son sólo inherentes a los métodos empleados (captura de datos, algoritmo de correlación, interpolaciones, etc.), sino que también pueden influir las características del terreno (abrupto, llano), su curvatura, que puede hacer más o menos fiable el proceso fotogramétrico, y las condiciones de la toma (por ejemplo, la posición solar).

2.7.6 Medida del error en la construcción de un MED

El error de un modelo de elevación digital se obtiene comparando la elevación en el MED con datos fiables en un conjunto de puntos de control. A partir de los valores de error, se calculan el error medio (EM), la desviación estándar (σ) y el error cuadrático medio (RMSE), que van a expresar las características de la incertidumbre que asociaremos al MED en su conjunto.

Se hace énfasis en que se calcula exclusivamente el error de la componente Z, por lo que el error medio, la desviación estándar y el error cuadrático medio son los habituales en la estadística lineal (no circular) (Felicísimo, 1994).

Se define como error en un punto de control i , al valor $e_i = Z_i - Z_j$ donde Z_i es la elevación asignada al punto en el MED y Z_j la elevación “real”, calculada por métodos más precisos. Y el error medio (EM) es la media aritmética de los errores individuales,

$$EM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i \quad (53)$$

donde, n es el número de puntos de control (número de puntos que se comparan). Como los errores positivos y negativos pueden llegar a anularse entre sí, el error medio es útil sólo para comprobar que el error en el MED es aleatorio (lo que se cumple si $EM = 0$) (Felicísimo, 1994). La desviación estándar se calcula por la conocida expresión

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (e_i - EM)^2} \quad (54)$$

Y, finalmente, el error cuadrático medio

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i^2} \quad (55)$$

es una expresión equivalente a la desviación típica en ausencia de sesgo (si $EM = 0$).

El uso del error medio (EM), la desviación estándar (σ) y el error cuadrático medio ($RMSE$) permite una evaluación objetiva de la calidad de los MED si, del mismo modo que en la cartografía convencional, se plantean unas tablas de valoración de calidad para los MED. Las tablas de valoración parten de la base de que los grandes errores han sido

corregidos y miden, por tanto, la desviación del modelo de la “realidad”, expresada ésta a partir de una fuente de datos más fiables, como puede ser el mapa topográfico original utilizado en el proceso de digitalización.

2.7.7 Fiabilidad y número de puntos de control del suelo

Uno de los problemas que se plantean en la realización de la fiabilidad es el del número idóneo de puntos de control. Debe equilibrarse el tamaño de la muestra con la significación estadística: es necesario, por motivos de eficacia y economía, reducir la muestra de puntos al tamaño mínimo necesario. En los exámenes cartográficos se aconseja emplear un mínimo de 20 puntos de control por hoja (50 km x 50 km). En el caso de los MED no existen demasiadas referencias sobre este aspecto (puntos de control). La más significativa es la de Li (1991), quien plantea una fórmula que relaciona el número de puntos de control n y la *fiabilidad* (*reliability*) del error obtenido como resultado $R(e)$, siendo e la medida del error en términos de desviación típica

$$R(e) = \frac{1}{\sqrt{2(n-1)}} \times 100\% \quad (56)$$

En este trabajo, el valor de fiabilidad debe entenderse como el ancho del intervalo de confianza para el $RMSE$ resultante del control del error. Así, una estimación $RMSE = 10,0 m$ con una fiabilidad del 5 % acota el intervalo de confianza al 95% del $RMSE$, según Li (1991), de la siguiente forma

$$10,0 \pm 1,96(10,0 \times 0,05) = 10 \pm 0,98 \quad (57)$$

El problema inverso también está resuelto. El número de puntos necesarios para hacer un control de error con una fiabilidad determinada se calcula, según Li (1991), como sigue

$$n = \frac{1}{2R(e)^2} + 1 \quad (58)$$

Por tanto, para evaluar el error de un modelo con $R(e) = 10\%$, son necesarios 51 puntos de control, mientras que para un 6% el número de puntos llega a 140.

En este trabajo se generan los puntos de control relativos y se consideran 51 puntos para obtener un modelo de elevación digital relativo, a partir de imágenes ASTER. Este MED generado se compara con los conseguidos con el MED obtenido de las curvas de nivel elaborados por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) y el MED del GDEM-ASTER.

Capítulo 3:

Metodología

3.1 Datos imágenes

Los datos utilizados en esta tesis son las imágenes de los sensores ASTER, TM y ETM de los satélites TERRA y Landsat. Las imágenes provenientes del sensor ASTER a bordo del satélite TERRA para los años 2002, 2003, 2005 y 2006 (Tabla 7) son utilizados para generar el mosaico donde se presenta parte de la Cordillera Blanca, y en ella los nevados Champará y Huascarán (Figura 2), así como los modelos de elevación digital (Lámina 1). Las imágenes del sensor MSS del satélite Landsat-1, Landsat-2 y Landsat-3 del año 1973 y del periodo de 1975 a 1981 (Tabla 8) y las imágenes del sensor TM del satélite Landsat-5 (Figura c.1 y C.2, Apéndice C) en el periodo 1984 a 2010 (no hay imágenes en los años 1985, 1986 y 2002) (Tabla 9) utilizados para calcular el área glaciar.

Tabla 7: Datos imágenes del sensor ASTER del satélite TERRA (ERSDAC-Japón, 2008).

Imágenes del satélite TERRA			
Nº	Imagen	Sensor	Fecha de Adquisición
1	ASTL1APg-PRDAT016-20030713.hdf	ASTER	13 de julio del 2003
2	ASTL1APg-PRDAT015-20030713.hdf	ASTER	13 de julio del 2003
3	ASTL1APg-PRDAT013-20020617.hdf	ASTER	17 junio del 2002
4	ASTL1APg-PRDAT015-20020617.hdf	ASTER	17 junio del 2002
5	ASTL1APg-PRDAT013-20060721.hdf	ASTER	21 julio 2006
6	ASTL1APg-PRDAT013-20050828.hdf	ASTER	28 de agosto del 2005

Tabla 8: Datos imágenes del sensor MSS del satélite Landsat (INPE, 2009) y (USGS, 2009).

Imágenes MSS del Satélite LANDSAT-1,2,3				
Nº	Imagen	Sensor	Fecha de Adquisición	Fuente
1	LM10080661973289AAA05	MSS	16 octubre 1973	USGS
2	LM20080661975216AAA05	MSS	04 agosto 1975	USGS
3	L1MSS86619760702	MSS	02 julio 1976	INPE
4	L2MSS86619770618	MSS	18 junio 1977	INPE
5	L3MSS86619780517	MSS	17 mayo 1978	INPE
6	L2MSS86619790714	MSS	14 julio 1979	INPE
7	L3MSS86619800611	MSS	11 junio 1980	INPE
8	L2MSS86619810826	MSS	26 agosto 1981	INPE

Tabla 9: Datos imágenes del sensor TM y ETM+ del satélite Landsat-5 (INPE, 2009) y (USGS, 2009).

Imágenes TM y ETM+ del Satélite LANDSAT				
Nº	Imagen	Sensor	Fecha de Adquisición	Fuente
1	LT50080661984351XXX02	TM	16 diciembre 1984	USGS
2	LT50080661987151XXX02	TM	31 mayo 1987	USGS
3	LT50080661988122CUB00	TM	01 mayo 1988	USGS
4	LT50080661989364CPE03	TM	30 diciembre 1989	USGS
5	LT50080661990111CUB03	TM	21 abril 1990	USGS
6	LT50080661991162CUB00	TM	11 junio 1991	USGS
7	LT50080661992213CUB00	TM	31 julio 1992	USGS
8	LT50080661993151CUB00	TM	31 mayo 1993	USGS
9	LT50080661994202CUB00	TM	21 julio 1994	USGS
10	LT50080661995157CUB00	TM	06 junio 1995	USGS
11	LT50080661996208XXX01	TM	26 julio 1996	USGS
12	LT50080661997242XXX03	TM	30 agosto 1997	USGS
13	LT50080661998245XXX01	TM	02 setiembre 1998	USGS
14	LT50080661999152XXX02	TM	01 junio 1999	USGS
15	LT50080662000203XXX02	TM	21 julio 2000	USGS
16	LT50080662001125CUB00	TM	05 mayo 2001	USGS
17	L5TM008066020030815	TM	15 agosto 2003	INPE
18	L5TM008066020040513	TM	13 mayo 2004	INPE
19	LT500806602005184CUB00	TM	03 julio 2005	USGS
20	LT500806602006219CUB00	TM	07 agosto 2006	USGS
21	LT500806602007142CUB00	TM	22 mayo 2007	USGS
22	LT500806602008145CUB00	TM	24 mayo 2008	USGS
23	LT500806602009179CUB00	TM	28 junio 2009	USGS
24	LT500806602010230CUB00	TM	18 agosto 2010	USGS
25	LE70080662001181EDC00	ETM+	30 junio 2001	USGS

3.1.1 Adquisición de las imágenes ASTER

El satélite TERRA (Figura 13) es construido por el programa EOS de la NASA para registrar los cambios atmosféricos generados por fenómenos como incendios forestales, erupciones volcánicas o variaciones en las corrientes oceanográficas climáticos, con precisión adecuada y permitir un pronóstico a corto plazo. Mide 3,5 m de altura por 6,8 m de longitud y pesa 5,190 kg. El satélite TERRA está compuesto de cinco subsistemas: CERES, MODIS, ASTER, MOPITT, MISR, que rastrean diferentes variables de la atmósfera; y la velocidad promedio de datos de los instrumentos es de 18,545 kb.s⁻¹.

Cada uno de los sistemas tiene características diferentes adaptadas para la captura de datos y el registro de diferentes parámetros (Abrams y Hook, 1995).

a. Características del sensor ASTER

El sensor ASTER es el único instrumento de adquisición de imágenes de alta resolución en la plataforma EOS AM1 (multinacional). Tiene una alta resolución espacial en 14 canales espectrales con un ancho de franja de 60 km y una resolución temporal de 16 días. Además de obtener imágenes estereoscópicas en blanco y negro, ASTER contiene 3 subsistemas (Tabla 10): VNIR (Visible and Near Infrared), SWIR (Shortwave Infrared) y TIR (Thermal Infrared).

La buena resolución espacial (15 m en VNIR-ASTER), unida a las capacidades estereoscópicas, llevan a plantearse la posibilidad de utilizar las imágenes estereoscópicas para aplicaciones como la actualización de mapas, generación de MED y ortoimágenes (Kääb, 2005).

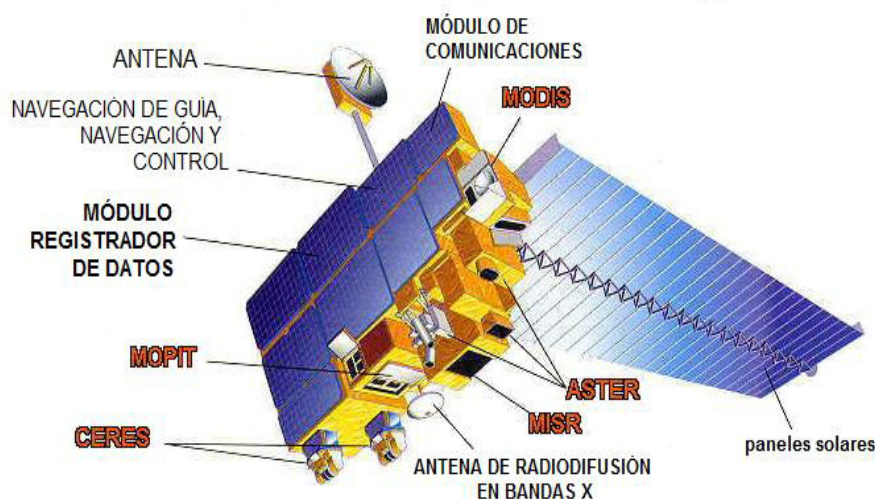


Fig. 13: TERRA y sus cinco sensores de vigilancia climática.

Fuente: Abrams y Hook (1995).

Tabla 10: Características de las imágenes ASTER a bordo del satélite TERRA (Abrams y Hook, 1995).

Subsistemas	Nº de Canales	Rango Espectral (μm)	Resolución Espacial (m)	Niveles de Cuantización
VNIR	1	0,52 – 0,60	15	8 bits
	2	0,63 – 0,69		
	3N	0,78 – 0,86		
	3B	0,78 – 0,86		
SWIR	4	1,60 – 1,70	30	8 bits
	5	2,145 – 2,185		
	6	2,185 – 2,225		
	7	2,235 – 2,285		
	8	2,295 – 2,365		
	9	2,360 – 2,430		
TIR	10	8,125 – 8,475	90	12 bits
	11	8,475 – 8,825		
	12	8,925 – 9,275		
	13	10,25 – 10,95		
	14	10,95 – 11,65		

3.1.2 Adquisición de las imágenes Landsat

El programa Landsat es una serie de misiones de observación de la Tierra por satélite administrado conjuntamente por la NASA y el Servicio Geológico de Estados Unidos (GLOVIS). Los satélites Landsat han recopilado información sobre la Tierra desde el espacio desde 1972 (Chander *et al.*, 2009). Gracias a este programa, la ciencia espacial conocida como Teledetección ha logrado madurar. Los satélites Landsat (Figura 14) se han especializado en las fotografías digitales de los continentes de la Tierra y alrededor de las regiones costeras durante más de tres décadas, permitiendo estudiar muchos aspectos de nuestro planeta y evaluar los cambios dinámicos generados por procesos naturales y prácticas humanas (Chander *et al.*, 2009).

Los satélites Landsat se pueden clasificar en tres grupos, basados en las características del sensor y la plataforma (Tabla 11). El primer grupo consta de Landsat-1 (L1), Landsat-2 (L2) y el Landsat-3 (L3), que tienen el sensor escáner multiespectral (MSS) y la cámara de retorno del haz Vidicon (RBV). La resolución espacial del sensor MSS fue de aproximadamente 79 m (pero a menudo transformados a tamaño de píxel de 60 m),

con cuatro canales que van desde las longitudes de onda del azul visible al infrarrojo cercano (NIR) (Chander *et al.*, 2009).

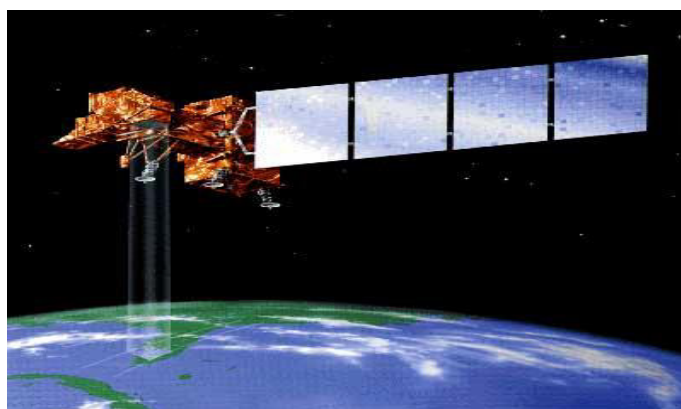


Fig. 14: Satélite Landsat (USGS, 2009).

El segundo grupo incluye Landsat-4 (L4) y Landsat-5 (L5), que llevan los sensores Thematic Mapper (TM) y el MSS en la nave modular Multimisión. Esta segunda generación de satélites Landsat marcó un avance significativo en materia de teleobservación mediante la adición de un sensor más sofisticado, la adquisición y mejora de la transmisión de datos y el procesamiento de datos más rápidos en un centro de proceso altamente automatizado. El sensor MSS se incluyó para dar continuidad a las misiones anteriores de Landsat, pero los datos TM se convirtieron rápidamente en la principal fuente de información utilizada de estos satélites porque los datos que ofrecen son de mayor rendimiento espacial, espectral, radiométrico y geométrico sobre los datos del sensor MSS. El sensor TM tiene una resolución espacial de 30 m para los seis canales reflectantes y 120 m para el canal térmico (Tabla 11). Estos sensores no tienen grabadoras a bordo, por lo tanto las adquisiciones se limitarán a tiempos reales por único vínculo (Chander *et al.*, 2009).

En el tercer grupo se encuentra el Landsat-7 (L7), equipado con una versión mejorada del sensor TM denominado ETM+ (Enhanced Thematic Mapper), por lo que todo lo

explicado en este apartado para el TM es de aplicación para el ETM. El sensor ETM+ incorpora un canal pancromática (0,5 μm a 0,9 μm) con una resolución espacial de 15 m, lo que permite obtener ampliaciones a una escala de hasta 1:25.000 (Chander *et al.*, 2009).

El Landsat-7 tiene las mismas características que el Landsat-5, excepto que el canal térmico tiene una resolución espectral de 60 m y posee una imagen pancromática de resolución 15 m (Tabla 11).

Tabla 11: Características de los sensores del satélite Landsat (Chander *et al.*, 2009).

Satélite	Lanzamiento (fin servicio)	Altitud (km)	Periodicidad (días)	Sensor	Intervalo espectral (μm)	Resolución espacial (m)
Landsat1	23/07/1972 (06/01/1978)	917	18	MSS	(4) 0,5 - 0,6	79
Landsat2	22/01/1975 (25/02/1982)				(5) 0,6 - 0,7 (6) 0,7 - 0,8 (7) 0,8 - 1,1	79 79 79
Landsat3	05/03/1978 (31/03/1983)	917	18	MSS	(4) 0,5 - 0,6 (5) 0,6 - 0,7 (6) 0,7 - 0,8 (7) 0,8 - 1,1 (8) 10,4 - 12,6	79 79 79 79 240
Landsat5	16/07/82	705	16	TM	(1) 0,45 - 0,52 (2) 0,52 - 0,60 (3) 0,63 - 0,69 (4) 0,76 - 0,9 (5) 1,55 - 1,75 (6) 10,4 - 12,5 (7) 2,08 - 2,35	30 30 30 30 30 120 30
Landsat7	15/04/1999	705	16	ETM+	(6) 10,40 - 12,50 (8) 0,52 - 0,9	60 15

3.2 Preprocesamiento de los datos imágenes de satélite

En los datos imágenes, la data está almacenada en formato 8-bit, es decir, un número natural entre 0 y 255, llamado número digital (ND). Para estudios multitemporales, como es el caso de esta tesis, es necesario comparar varias imágenes entre sí, y el ND no hace una buena medida de los cambios que se producen a nivel de superficie con el tiempo. El ND depende no sólo de las condiciones del suelo, vegetación, glaciación, sino también de la calibración del sensor, el ángulo de elevación solar, el ángulo de visión

del sensor, la distancia Tierra-Sol y las condiciones atmosféricas en el momento de adquisición de la imagen. Por tanto, es necesario convertir el ND en un valor que tenga en cuenta la calibración del sensor y sea independiente de las condiciones atmosféricas y de insolación. Ese valor es la reflectancia de la superficie. Los siguientes apartados de este capítulo se tratan sobre los pasos seguidos en el tratamiento de las imágenes (Figura 15) con el software ENVI 4.5.

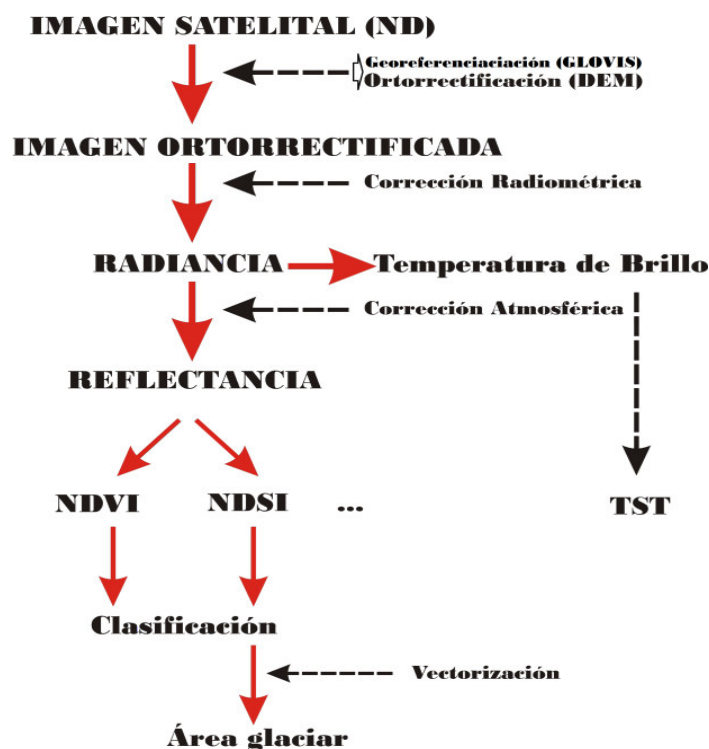


Fig. 15: Diagrama de flujo del preprocesamiento de las imágenes satelitales (Número Digital hasta Reflectancia).

El primer paso consiste en la lectura del “header” (cabecero) de las imágenes con las que se va a trabajar (Apéndice F, Figura F.1). Por ejemplo, para la imagen Landsat del año 2011 abrir el archivo denominado “L5008066_06620110517_MTL.txt” para extraer los parámetros que se va utilizar en la etapa de preprocesamiento (Figura 15). El cabecero de las imágenes varía en su formato a través del tiempo, según la fecha de adquisición de la imagen y el tipo del sensor del satélite. Un error en alguno de los datos implica errores en los siguientes procedimientos.

3.2.1 Calibración

Para poder interpretar los valores de las imágenes es necesario llevar los valores de números digitales (ND) a magnitudes físicas de radiancia como medida de la cantidad de energía que llega al satélite y se calcula utilizando la Ecuación 25. Para recuperar los valores de energía recepcionados, es necesario aplicar la inversa de

$$L_{sen,k} = a_{0k} + a_{1k}ND_k$$

El subíndice k se refiere a cada uno de los canales del sensor, a_{0k} y a_{1k} son los coeficientes de calibración del sensor para el mencionado canal y $L_{sen,k}$ es la radiación que recibió el sensor. En la Tabla 3 aparecen los valores de estos parámetros para Landsat 5 y 7 junto a los valores de irradiancia solar en el techo de la atmósfera (E_{0k}) y transmitancia (τ_k) para cada uno de los canales.

3.2.2 Corrección atmosférica

Para corregir atmosféricamente una imagen multiespectral, se ha usado el módulo FLAASH del software ENVI 4,5 (FLAASH incorpora el código de la transferencia de radiación MODTRAN4). Para esto, es importante haber realizado la calibración radiométrica descrita anteriormente. Esto proporciona una deducción basado en la física de la reflectancia de la superficie aparente a través de la deducción de las propiedades atmosféricas, tal como el albedo de la superficie, altitud de la superficie, columna del vapor de agua, profundidad óptica de los aerosoles y de las nubes, y la temperatura atmosférica de la superficie. Los procedimientos que se han seguido son:

- Primero, extraer del cabecero de la imagen (Figura F.1, Apéndice F) la fecha y la hora de adquisición, la ubicación geográfica (latitud y longitud) central a partir del número de líneas (*Lines*) y número de columnas (*Samples*).

- Convertir las unidades de radiancia $W(m^2sr\mu m)^{-1}$ devueltos por el software ENVI al momento de la calibración a $\mu W(cm^2sr nm)^{-1}$.
- Corregir para efectos de adyacencia (mezcla de píxel debido a la dispersión de radiancia en la superficie reflejada). Una opción para calcular una escena de media visibilidad (aerosol/cantidad neblina).

FLAASH toma como base una ecuación estándar para la radiancia espectral en un píxel en el sensor, L , aplicado para el rango de longitud de onda solar (la emisión térmica es despreciada), en materiales Lambertianas o equivalentes. La ecuación según Matthew *et.*, (2000) es la siguiente:

$$L = \left(\frac{A\rho}{1 - \rho_e S} \right) + \left(\frac{B\rho_e}{1 - \rho_e S} \right) + L_a \quad (59)$$

Dónde ρ es la reflectancia superficial del píxel, ρ_e es la reflectancia superficial promedio del píxel y la región de entorno, S es el albedo esférico de la atmósfera, L_a es parte de la radiancia dispersada por la atmósfera. A y B son coeficientes que dependen de las condiciones atmosféricas y geométricas pero no de la superficie. Los valores de A , B , S , y L_a son determinados por el algoritmo MODTRAN4, el cual requiere, para sus cálculos, diversos parámetros de entrada: ángulo solar, ángulo de observación, elevación promedio de la superficie, modelo atmosférico estándar, tipo de aerosol y el rango de visibilidad horizontal (Matthew *et.*, 2000).

El primer término de la Ecuación 59 corresponde a la radiancia que es reflectada de la superficie y llega directamente al sensor, el segundo término corresponde a la radiancia de la superficie que es “*scattered*” por la atmósfera hacia el sensor y el tercer término es parte de la radiancia dispersada por la atmósfera.

3.2.3 Corrección geométrica

Para la corrección de las imágenes Landsat-5, obtenidas del Instituto Nacional de Pesquisas Espaciales (INPE), se generó un MED a partir de las curvas de nivel de la Carta Nacional del IGN escala 1:100,000 (23j, 23k, 24i, 24j, 24k, 25i, 25j, 25k, 25l, 26j, 26k, 26l, 27k, 27l). El método de corrección geométrica aplicado es el denominado Imagen a Imagen, el cual utiliza una imagen ortorrectificada de Landsat-7 ETM+ (USGS, 2009), un conjunto de puntos de control de suelo y un modelo de elevación digital para ortorectificar. El software utilizado es el ENVI 4,5. Fue tomado como base la imagen Landsat ETM+ de fecha 30/06/2001 (Tabla 9), junto con un promedio de 51 puntos de control del suelo (Tabla D.4) distribuidos simétricamente en toda la imagen (Lámina 1). Para cada imagen se procedió a efectuar las correcciones de las imágenes.

Se ubica puntos de control del suelo (generalmente lugares muy destacados y visibles) y se identifican las coordenadas de cada uno de ellos en los dos sistemas de coordenadas (X,Y) y (f,c) . El número de puntos de control es suficiente, mayor cuanto más grande sea la imagen, y mayor cuanto más abrupto sea el relieve. Además deben estar adecuadamente repartidas por toda la imagen para evitar que las distorsiones locales adquieran demasiado peso en las ecuaciones finales. Deben ser objetos perfectamente identificables y preferentemente artificiales ya que tienen menor movilidad. Por lo tanto, una fiabilidad $(R(e))$ igual a 10% requiere 51 puntos de control del suelo (Li 1991).

3.3 Generación de los modelo de elevación digital (MED) de ASTER

En esta tesis se ha generado un MED a partir de imágenes ópticas, esto es, la utilización de pares estereoscópicos del sensor ASTER del satélite TERRA. A partir de estas imágenes ASTER, el modelo de elevación digital se genera de los canales VNIR 3N

(Nadir: $0,78 \mu m - 0,86 \mu m$) y VNIR 3B (Back: $0,78 \mu m - 0,86 \mu m$) (Lámina 1). A partir de estas imágenes se puede generar un modelo de elevación digital relativo (sin puntos de control tomados en terreno) (Figura 16).

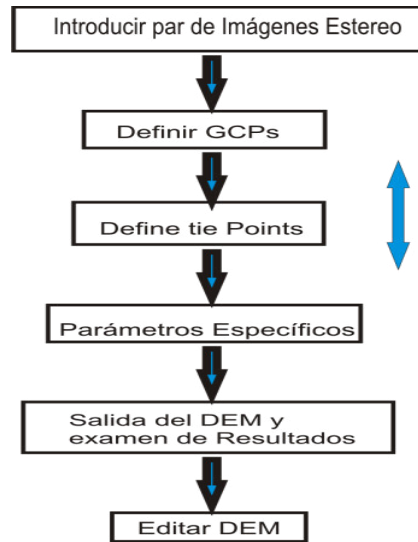


Fig. 16: Diagrama de flujo para la generación de los MED con el software ENVI 4.5.

El procedimiento que se sigue es la siguiente:

- Se selecciona un par de imágenes estéreo, VNIR-3N ($0,78 \mu m - 0,86 \mu m$) y VNIR-3B ($0,78 \mu m - 0,86 \mu m$) que contengan GCP “Ground Control Point” (puntos de control del suelo). Los GPC se añaden antes de ortorectificar la imagen, utilizando una imagen Landsat Ortorrectificada y un modelo de elevación digital (GDEM ASTER) confeccionado por el sensor ASTER, llamado oficialmente “*ASTER global digital elevation model V001 (ASTGTM)*” (Wist, 2010).
- Se define puntos de control del suelo (GCPs) para un MED aproximado. Los puntos de control son los coleccionados a partir de la imagen ortorrectificada Landsat-7.
- Se define los puntos de unión que permitirán la relación entre las imágenes estéreo. Los puntos de unión se utilizan para definir la geometría epipolar y crear imágenes epipolares que se utilizan para extraer el MED. Para esta tesis se ha generado

los puntos de unión automáticamente, en base a las características del terreno dentro de la imagen (Lámina 1). Los puntos de unión generados automáticamente se editan hasta que el “*Y Parallax*” alcanzó un valor mínimo de 0,00326.

- Se calcula la geometría e imagen epipolar usando los puntos de unión que se utilizan para extraer el MED. Estas imágenes epipolar describen la relación entre los píxeles en el estéreo y que pueden verse en 3D utilizando lentes anáglifo (Figura 17).
- Se especifica los parámetros de proyección para los MED y los parámetros de extracción.
- Una vez que se ha completado la extracción del MED, se examina y/o modifica el MED. Se carga los resultados del MED para mostrar y llevar a cabo una vista de superficie en 3D utilizando los canales espectrales de la imagen ASTER original para examinar los resultados del MED.

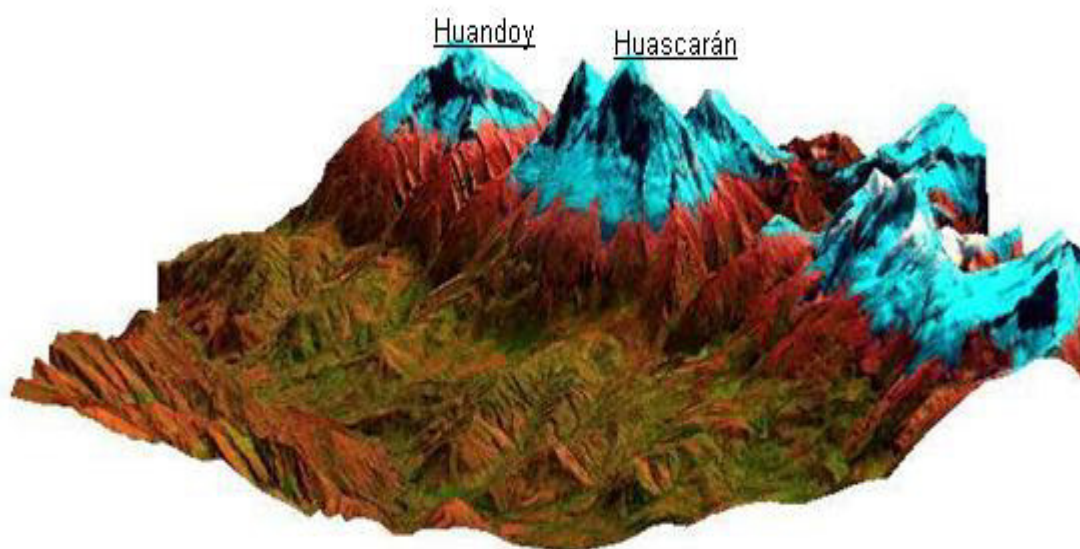


Fig. 17: Vista en 3D del nevado Huascarán para identificar posible edición del MED.

Se consideró la imagen del sensor TM del satélite Landsat-5 (RGB: 742) y se llevó a 3D con el modelo de elevación digital GDEM ASTER.

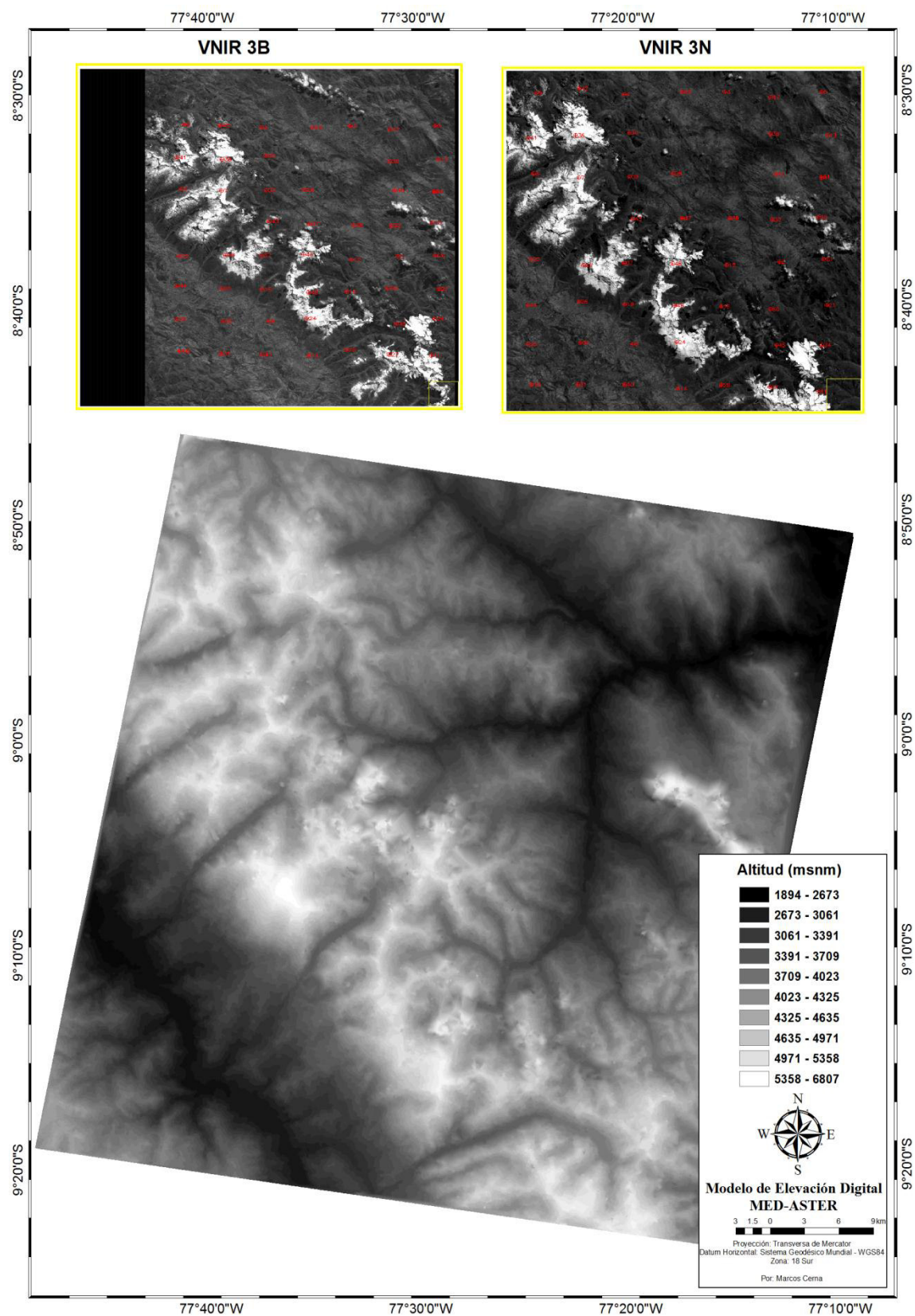


Lámina 1: Modelo de elevación digital generado a partir de los canales infrarrojo cercano 3B y 3N del sensor ASTER de fecha 28 de agosto del 2005 (proporcionado por ERSDAC-Japón).

3.3.1 Ajuste de los modelos de elevación digital

Al comparar los dos modelos de elevación digital proporcionados por la NASA (GDEM-ASTER) y el generado en base a la Carta Nacional de escala 1:100,000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN), se presenta el ajuste de los modelos de elevación digital (GDEM-ASTER del año 2009 y MED-IGN del año 1970) de 30 m de resolución espacial. Se usó el archivo de datos del IGN, que contiene datos de señales, ríos, nevados y lagos (Lámina 2), eligiéndose 18 regiones arbitrarias (Tabla 12) que no varían su elevación con el tiempo, e identificándose en los MED errores de la elevación para puntos arbitrarios sin considerar superficie glaciaria (error promedio de -7,5 m). Son promedios de elevación de una región cuadrada de 4x4 (píxeles). Se identifican un coeficiente de correlación de 0,992, R^2 igual 0,984 y un RMSE igual a $\pm 95,5$ m. El rango de variación del error entre +176,7 y -179,2 es de aproximadamente 356 m.

Tabla 12: Error de elevación para regiones arbitrarias, en la cuenca del río Santa.

Valores Promedios de elevación (m) - Regiones Arbitrarias							
	Longitud (Grados)	Latitud (Grados)	Elev-IGN (m)	Resta(GDEM-IGN) (m)	Longitud (Grados)	Latitud (Grados)	Elev- GDEM (m)
1	-77,96	-9,20	4265,8	-34,3	-77,96	-9,20	4231,5
2	-77,65	-10,18	4083,3	-63,8	-77,65	-10,18	4019,5
3	-77,46	-9,55	3812,1	84,3	-77,45	-9,55	3896,4
4	-77,86	-8,82	4034,3	115,8	-77,86	-8,82	4150,0
5	-77,27	-9,39	2673,5	-87,8	-77,27	-9,39	2585,8
6	-77,68	-10,00	2584,6	53,2	-77,68	-10,00	2637,8
7	-77,79	-9,80	3210,9	60,2	-77,79	-9,80	3271,1
8	-77,57	-9,59	4231,2	-36,4	-77,57	-9,59	4194,8
9	-77,85	-8,78	4309,8	9,4	-77,85	-8,78	4319,2
10	-77,31	-10,43	4711,9	-138,5	-77,31	-10,43	4573,4
11	-77,69	-9,16	4363,7	176,7	-77,69	-9,16	4540,4
12	-77,62	-9,52	5041,2	7,4	-77,62	-9,52	5048,6
13	-77,98	-9,85	3578,9	41,4	-77,98	-9,85	3620,3
14	-77,65	-10,26	4387,8	-154,4	-77,65	-10,26	4233,4
15	-77,76	-9,81	2520,4	-92,5	-77,76	-9,81	2427,9
16	-77,57	-9,41	4596,3	-179,2	-77,57	-9,41	4417,1
17	-77,67	-9,82	3021,3	34,3	-77,67	-9,82	3055,6
18	-77,72	-10,18	4121,2	69,9	-77,72	-10,18	4191,1
Promedio			3863,8	-7,5			3856,3

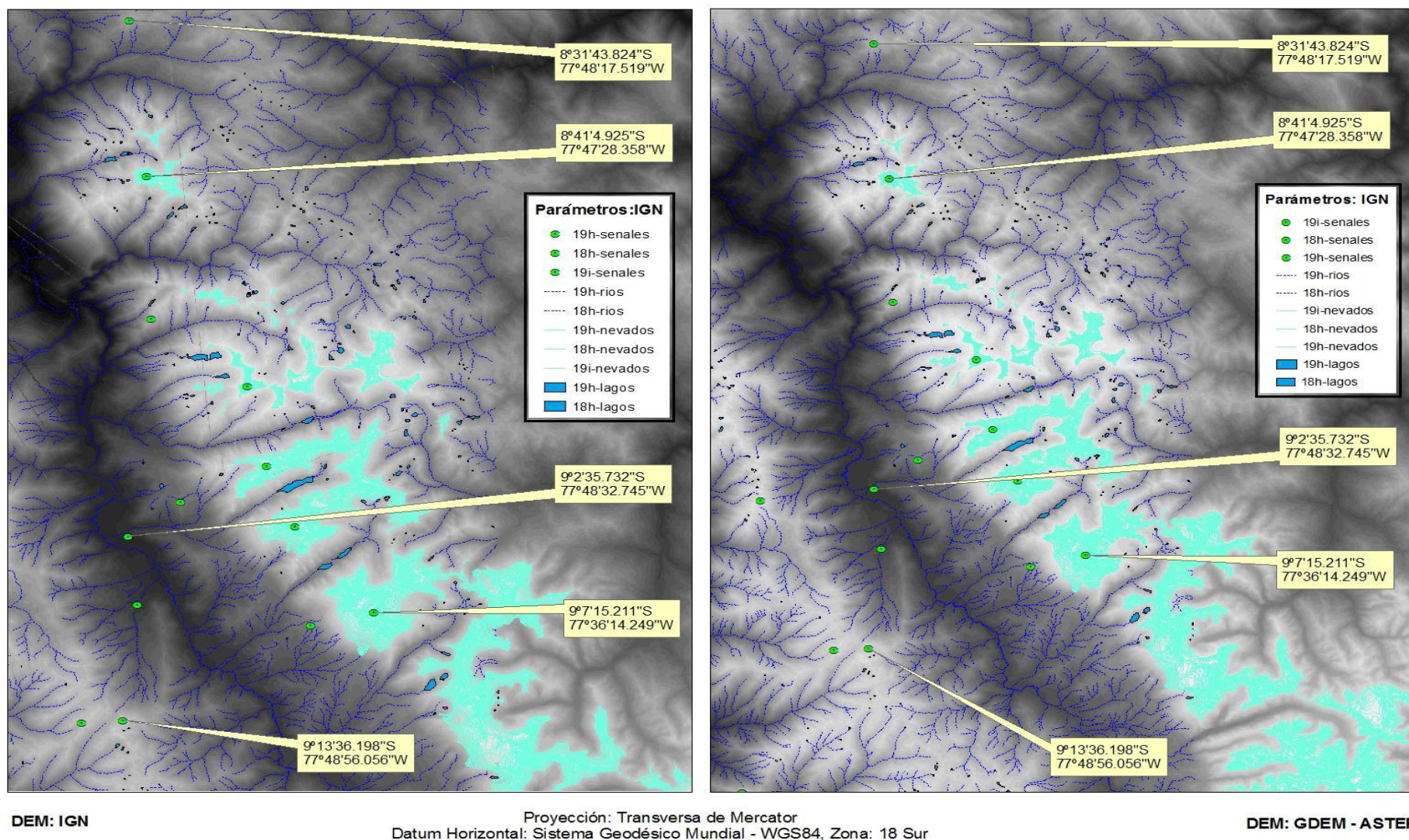


Lámina 2: Comparación de los modelos. MED IGN (1970) y GDEM ASTER (2009).

Se han usado parámetros del IGN (señales, ríos, nevados y lagos) para representar la exactitud de los dos modelos.

3.3.2 Altitud máxima

La identificación de las elevaciones máximas de los nevados Champará y Huascarán varía de acuerdo al método de generación del modelo digital de elevación; sin embargo, esto se puede solucionar si se tuviera datos de campo (puntos de control del suelo) al momento de generar los MED.

La altura máxima estimada para MED ASTER del año 2003 es de 6741 m y la estimada por el PNH (1990) es de 6768 m. El error es de 27 m con respecto a la altura máxima estimada.

En la Tabla 13 se muestran las elevaciones máximas para los nevados Huascarán y Champará, donde se observan diferentes valores en diferentes épocas.

Con respecto a la altura máxima obtenida por el IGN, el MED ASTER (13 de julio del 2003) da un error aproximado de 27 m para el nevado Huascarán y un error aproximado de -35 m para el nevado Champará. El MED ASTER (28 de agosto del 2005), da un error para el nevado Huascarán de -39 m (Modelo SILCAST).

En la Tabla 13, las elevaciones máximas estimadas con los modelos de elevación digital son comparadas con la elevación medida con métodos más precisos (PNH, 1990) para encontrar el error.

Tabla 13: Elevaciones máximas.

Nevado	Máxima Elevación (msnm)								Error Promedio (m)
	PNH (1990)	GDEM30 (2009)	DEM IGN (1970)	SRTM90 (2000)	ASTER 2003		ASTER 2005		
					SILCAST	MED	SILCAST	MED	
Huascarán	6768	6724	6700	6685	6799	6741	6764	6807	−22.3
Champará	5735	5701	5800	5722	5770	5861	-	-	+35.8

3.3.3 Hipsometría glaciar

En general, la falta de precisión en la determinación de la elevación de los puntos de control utilizados para extraer el MED a partir de la imagen ASTER, así como la falta

de coherencia entre las imágenes 3N y 3B (Lámina 1) pueden ser las causantes de la modesta precisión del MED extraído. Los resultados obtenidos de los análisis morfométricos permiten valorar las potencialidades del MED ASTER presumiendo que de contar con GCP (puntos de control del suelo) de precisión como los levantados por un GPS con corrección diferencial e imágenes con un menor porcentaje de nubes, los resultados serían mucho más satisfactorios. Con el MED se ha podido elaborar la hipsometría del glaciar. Entonces, dada una porción de superficie horizontal total S_t y desnivel total $Z_{max}-Z_{min}$, se denomina, según Strahler (1952), función hipsométrica de ese territorio a la tasa de distribución de la superficie según la altura como

$$s = \frac{dS}{dz} \quad (60)$$

de modo que la superficie S a cierta altura Z es la hipsometría acumulada

$$S = \int_z s dz \quad (61)$$

Cabe señalar que el MED-ASTER que se genera es de una resolución de 15 m y los otros dos son de 30 m, es por ello que para hacer la comparación de hipsometría glaciar se ha llevado a una misma resolución espacial de 30 m.

Las curvas hipsométricas presentadas en la Figura 18 garantizan la calidad del modelo (MED-ASTER, punto rojo), pues esta presenta una hipsometría glaciar similar a la generada con modelos de elevación digital (MED-IGN), obtenida en base a curvas de nivel (adquirido a partir de datos topográficos, año 1970) de la Carta Nacional (IGN) que está representada con puntos de color negro y es similar también a la hipsometría glaciar que se obtiene de los modelos de elevación digital (GDEM-ASTER), proporcionados por la NASA desde el año 2009, representado con puntos de color azul

en la Figura 18. El área glaciaria en el rango de altitud 5500 m – 6500 m presenta pequeñas variaciones; sin embargo, para altitudes por encima de los 6500 m nuevamente el área glaciaria es la misma.

En la Figura 18 se han utilizado los modelos de elevación digital del IGN para el año 1970, generado a partir de la Carta Nacional a escala 1:100.000, los GDEM-ASTER para el año 2003 y los MED generados de las imágenes ASTER del año 2005.

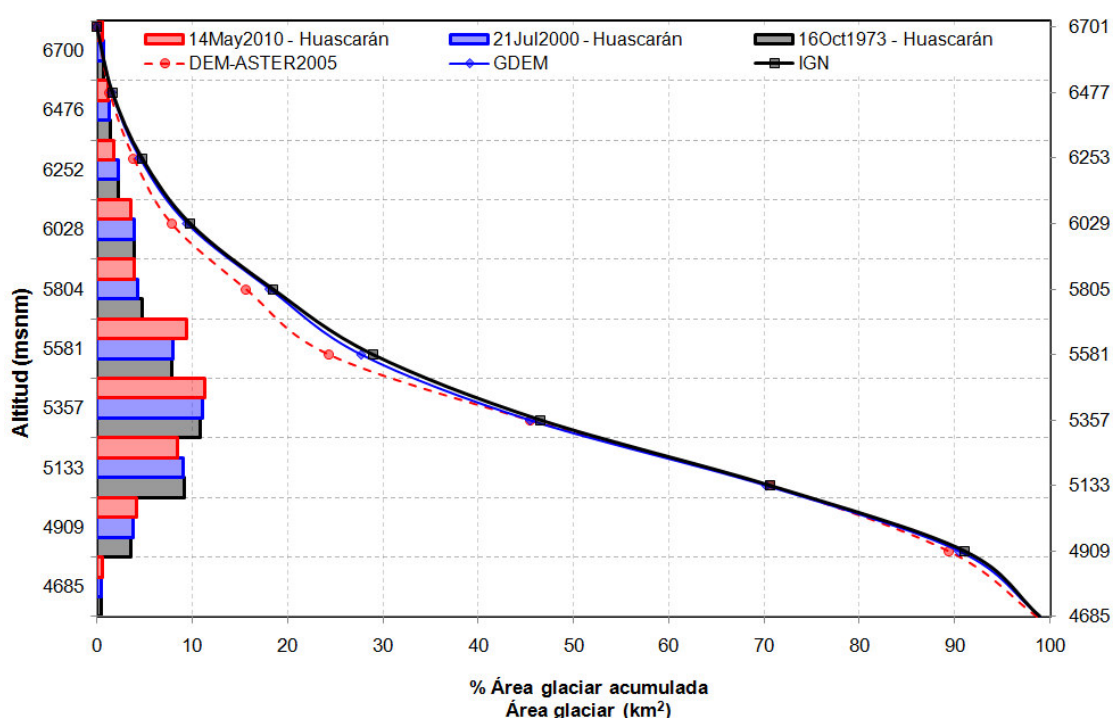


Fig. 18: Hipsometría glaciaria nevado Huascarán y área glaciaria por rango altitudinal.

3.4 Datos de precipitación

Los datos de precipitación son proporcionados por el Senamhi de la red de estaciones meteorológicas (pluviométricas), ubicadas en la cuenca del río Santa, y se muestra en la Lamina A.1 (Apéndice A). Los datos promedios mensuales de precipitación son registrados desde enero de 1978 hasta diciembre de 1998 (Figuras 19 y 20) con un comportamiento de máximos y mínimos según la época (Figuras B.1 y B.2, Apéndice B).

Se ha utilizado la precipitación promedio mensual y anual acumulada de la estación pluviométrica Parón ($9^{\circ}00'14''$ latitud Sur y $77^{\circ}41'20''$ longitud Oeste) (Tabla D.1 y D.3, Apéndice D). Los datos de precipitación de la estación Parón (color intenso en las Figuras 19 y 20), por ubicación geográfica y altitud (4185 msnm) son utilizados para la validación de los resultados obtenidos desde imágenes satelitales.

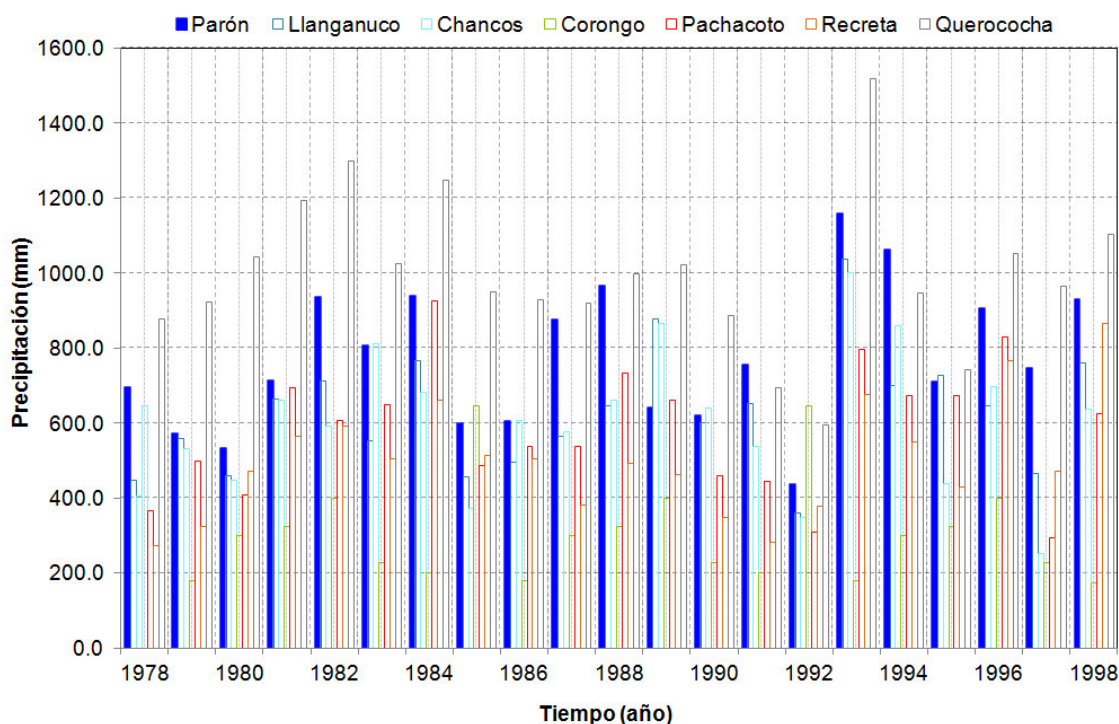


Fig. 19: Serie histórica de precipitación acumulada en la cuenca del río Santa. Promedio anual de 7 estaciones pluviométricas, el color intenso es de la estación Parón (Senamhi, 2010).

Por otro lado, se utilizaron datos de precipitación obtenidos por el satélite TRMM. Los datos de precipitación promedios (cuenca Santa) obtenidos por satélite TRMM (descripción en Anexo E) en el periodo 1999-2010 han sido utilizados para combinarlos y tener una serie de tiempo más largo (Figuras B.3 y B.4, Apéndice B).

Para hacer la corrección de los datos de precipitación del satélite TRMM, se calcula la precipitación areal observada y se compara con la precipitación areal de satélite (ambas

del mismo periodo de tiempo) y se identifica un factor de corrección. El método de interpolación utilizada es el Kriging con el software “*Hydraccess*”.

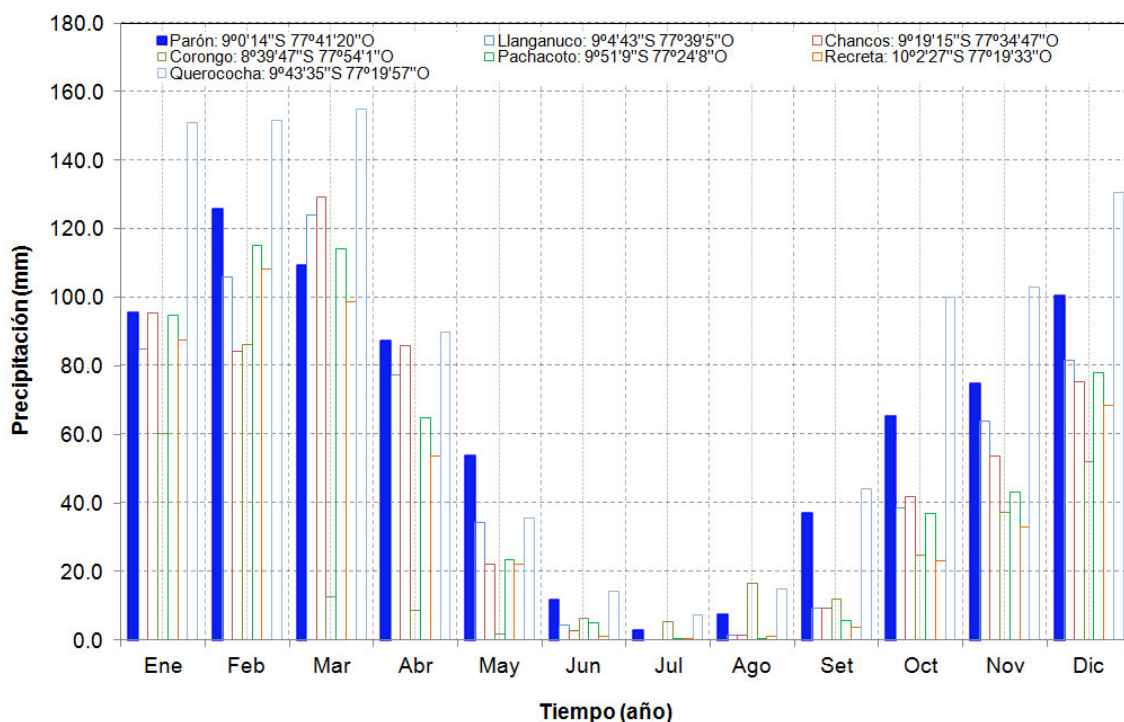


Fig.20: Promedio mensual (1978-1998) de la precipitación en la cuenca del río Santa, de 7 estaciones pluviométricas. El color intenso es de la estación Parón (Senamhi, 2010).

Capítulo 4:

Resultados

Una vez expuesta la teoría de los principios físicos y matemáticos de los modelos considerados en esta tesis, se presenta en este capítulo los resultados obtenidos tales como la reflectancia del suelo, el índice de vegetación (NDVI), la temperatura de brillo del suelo (T_B), el área y el volumen glaciar de los nevados Champará y Huascarán.

Al comparar los datos de precipitación promedios mensuales con el área glaciar estimada, no se garantiza la relación que existe entre ellos; sin embargo, al considerar promedios anuales, vemos que existe una proporcionalidad directa entre la precipitación y el área glaciar.

4.1 Reflectancia de la superficie del suelo

La estimación de la reflectancia del suelo es un paso fundamental en el tratamiento de imágenes de diferentes sensores. La metodología utilizada para el tratamiento de los datos imágenes satelitales ha seguido un riguroso cumplimiento de las leyes físicas que rige la Teledetección. Al presentar los valores de reflectancia (Figura 21) para las superficies tales como el glaciar, agua, suelo y vegetación (Tabla 14), se considera, en primer lugar, la elevada reflectancia de la nieve y las nubes en el espectro visible ($0,52 \mu\text{m} - 0,6 \mu\text{m}$), la cual supone un aumento de reflectividad respecto a la serie (Figura 21). En segundo lugar, el descenso de reflectividad de nubes en el infrarrojo cercano ($1,55 \mu\text{m} - 1,75 \mu\text{m}$), siendo menor que la reflectividad de la nieve, permitió crear un umbral para el filtrado de nubes y sombras de acuerdo a la geometría de iluminación, según lo expuesto en el Capítulo 2 de fundamento teórico (Sección 2.6.4.1). En la Tabla 15 se presenta la reflectancia del suelo de las diferentes superficies observadas en la imagen ASTER y en diferentes longitudes de onda. Se identifica regiones de 10×10 píxeles ($30 \text{ m} \times 30 \text{ m}$) con su ubicación geográfica (latitud y longitud central) para los cuatro tipos de superficies, por ejemplo, glaciar ($9^{\circ}07'10.24''\text{S}-77^{\circ}36'22.96''\text{O}$), agua

(8°59'45.79"S-77°40'21.09"O), suelo desnudo (9°16'55.70"S-77°38'33.30"O) y suelo vegetativo (9°06'51.80"S-77°41'2.30"O) (Figura E.1).

Tabla 14: Reflectancia del suelo.

ASTER Canal	Longitud de Onda (μm)	Reflectancia del suelo promedio							
		Glaciar		Agua		Suelo desnudo		Suelo Vegetativo	
			%		%		%		%
1	0,556	0,770	77,0	0,208	20,8	0,167	16,7	0,066	6,6
2	0,661	0,711	71,1	0,090	9,0	0,184	18,4	0,060	6,0
3	0,840	0,652	65,2	0,075	7,5	0,236	23,6	0,277	27,7
4	1,656	0,133	13,3	0,067	6,7	0,302	30,2	0,196	19,6
5	2,167	0,101	10,1	0,068	6,8	0,242	24,2	0,118	11,8
6	2,209	0,128	12,8	0,058	5,9	0,250	25,0	0,115	11,5
7	2,262	0,148	14,8	0,063	6,3	0,254	25,4	0,110	11,0
8	2,336	0,097	9,7	0,052	5,2	0,225	22,5	0,087	8,7
9	2,400	0,077	7,7	0,059	5,9	0,192	19,2	0,084	8,4

En la Figura 21 se presenta la reflectancia en función de las longitudes de onda central de los nueve canales del sensor ASTER.

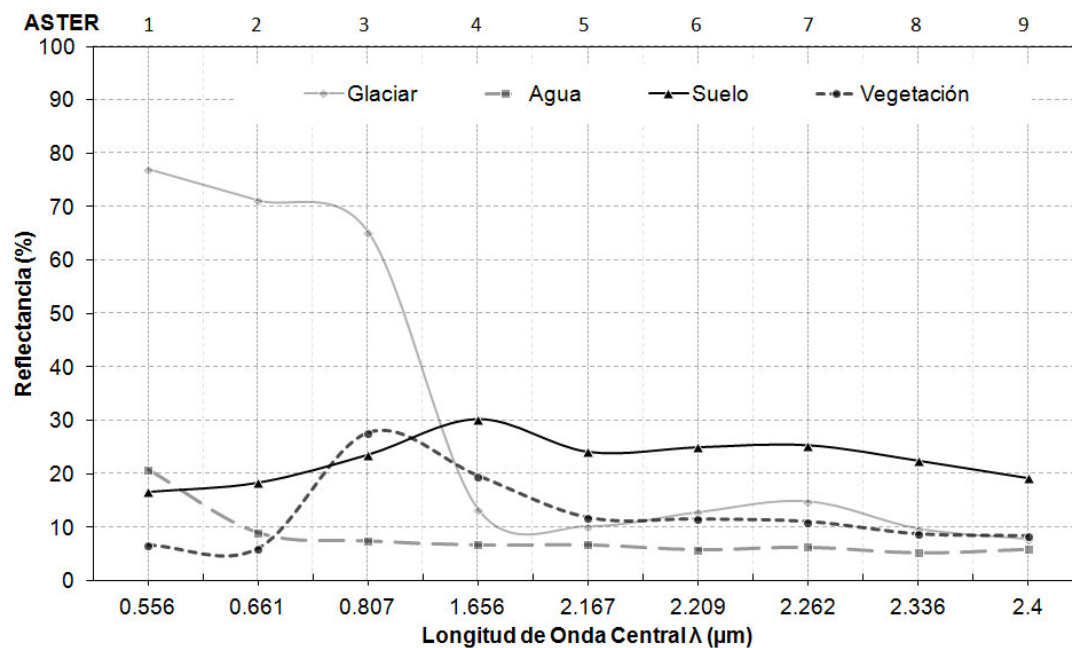


Fig. 21: Reflectancia de los cuatro tipos de superficie.

La reflectancia de la superficie glaciar muestra valores altos en las longitudes de onda del visible y bajos en el infrarrojo. La reflectancia de la superficie del agua muestra valores muy bajos en las longitudes de onda del visible e infrarrojo. La reflectancia de la

superficie del suelo desnudo muestra valores bajos entre 10% y 20% en las longitudes de onda del visible y aproximadamente constante en el infrarrojo. La reflectancia de la superficie de vegetación muestra valores bajos en las longitudes de onda del visible y altos en el infrarrojo cercano. Este comportamiento es muy similar al obtenido por Klein *et al.* (1998) con imágenes MODIS y TM.

4.2 Área glaciar por satélite

4.2.1 Área glaciar del nevado Huascarán

En el nevado Huascarán se ha estimado un área glaciar (hielo y nieve) de 67,142 km² en el año 1973 y un área de 54,256 km² en el año 1981, usando el sensor MSS. Con el sensor TM, el área glaciar era de 59,761 km² en el año 1988 y de 40,258 km² en el año 1998. Entre 2000 y 2010 el área glaciar varió de 52,493 km² a 41,183 km², según la estimación por satélite (Tabla D.1, Apéndice D).

La regresión lineal del área glaciar (Figura 22) presenta una tendencia lineal que disminuye en el tiempo. La regresión lineal por mínimos cuadrados da una tasa de reducción anual de 0,422 km² por año del área glaciar del nevado Huascarán.

Entre los años de 1973 a 2010, el nevado Huascarán ha disminuido su área en aproximadamente 25,959 km² (Lámina 8), lo que representa una reducción aproximada de 38% de área glaciar en 37 años. Sin embargo, con la la tasa de reducción de 0,422 km²/año (considerando años sin datos), el área glaciar perdida en los últimos 37 años (1973-2010) es de, aproximadamente, 16,036 km². Esto es, el nevado Huascarán ha perdido aproximadamente el 24% de su área glaciar desde el año 1973. La diferencia que existe entre estos dos métodos es que con la tasa de reducción puedo calcular el área glaciar en cualquier periodo de tiempo deseado.

Según los resultados de esta tesis, el área glaciar (hielo y nieve) sufre un aumento en épocas de La Niña intenso (1988-1989) y una disminución en época de El Niño intenso (1991-1992 y 1997-1998), como se muestra en la Figura 22.

En la Figura 22, la barra vertical representa la desviación estándar ($\sigma = \pm 6,217 \text{ km}^2$) y las regiones sombreadas representan épocas de La Niña intenso (88-89) y épocas de El Niño intenso (91-92, 97-98). La variable “y” es el área glaciar en km^2 y “x” el tiempo en años.

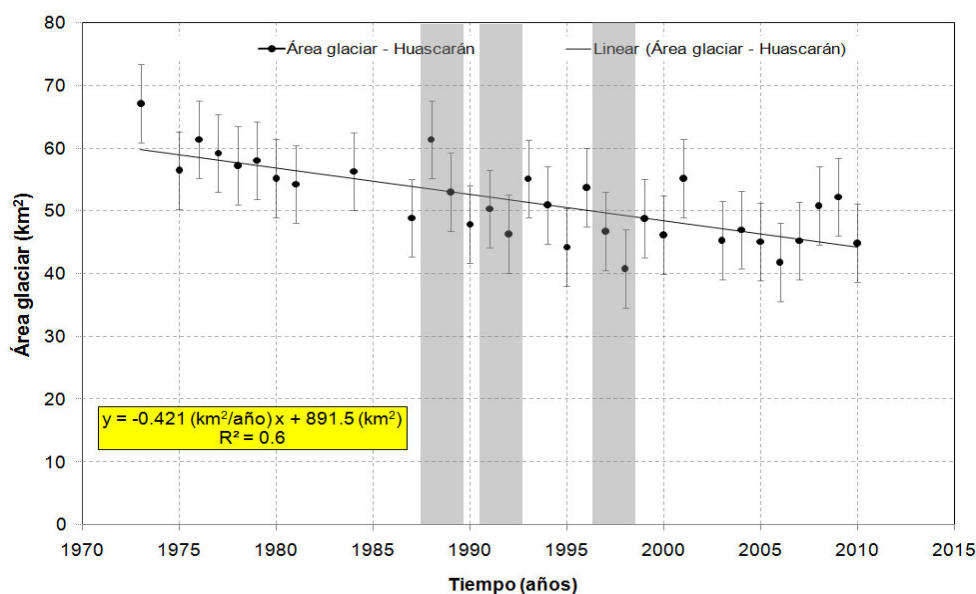


Fig. 22: Evolución temporal del área glaciar (hielo + nieve) del nevado Huascarán.

La barra vertical representa la desviación estándar ($\sigma = \pm 6,217 \text{ km}^2$) y las regiones sombreadas representan épocas de La Niña intenso (88-89) y épocas de El Niño intenso (91-92, 97-98). La variable “y” es el área glaciar en km^2 y “x” el tiempo en años.

4.2.2 Área glaciar del nevado Champará

El nevado Champará se encuentra aproximadamente a 52,64 km al Noroeste del nevado Huascarán y no pertenece al Parque Huascarán. El área más pequeña registrada se presenta en el año 1995 y esto es la transición de los fenómenos El Niño 1991-1992 y 1997-1998, identificándose de esta manera la reducción del área glaciar en épocas del fenómeno El Niño y el aumento en épocas del fenómeno La Niña.

La regresión lineal del área glaciar (Figura 23) presenta una tendencia lineal que disminuye en el tiempo y se calcula una tasa de reducción anual aproximada de 0,134 km² por año del área glaciar del nevado Champará.

Entre los años 1973 y 2010, el nevado Champará ha disminuido su área en aproximadamente 9,405 km² (Lámina 7), lo que representa una reducción aproximada de 59% de área glaciar (Tabla D.1, Apéndice D). Sin embargo, con la tasa de reducción de 0,134 km²/año, el área glaciar perdido en los últimos 37 años (1973-2010) es de aproximadamente 5,092 km². Esto es, el nevado Champará ha perdido aproximadamente el 30% de su área glaciar.

En la Figura 23, la barra vertical representa la desviación estándar ($\sigma = \pm 2,435$ km²) (Tabla G.1, Apéndice G) y las regiones sombreadas representan épocas de La Niña intenso (88-89) y épocas de El Niño intenso (91-92, 97-98).

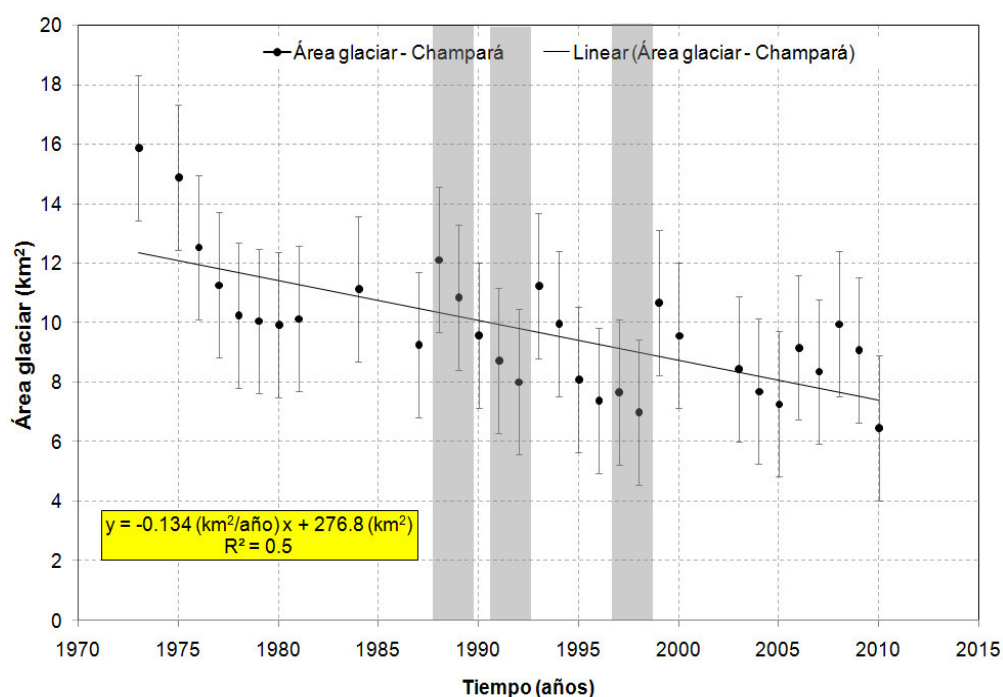


Fig. 23: Evolución temporal del área glaciar (hielo + nieve) del nevado Champará.

La barra vertical representa la desviación estándar ($\sigma = \pm 2,435$ km²) y las regiones sombreadas representan épocas de La Niña intenso (88-89) y épocas de El Niño intenso (91-92, 97-98). La variable “y” es el área glaciar en km² y “x” el tiempo en años.

4.3 Índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI)

La reflectancia espectral de las hojas de color verde contiene varias características que distinguen a las hojas de otras superficies. La vegetación muestra una reflectancia muy alta en el visible e infrarrojo cercano del espectro electromagnético y la radiación es mayormente absorbida por la vegetación (Lámina 3). El análisis de las imágenes del sensor TM del satélite Landsat-5 con serie de datos desde el año 1984 hasta el 2010 indica que el NDVI en la cuenca del río Santa ha evolucionado a lo largo de las épocas de forma recurrente (Tabla D.2, Apéndice D), con desviación estándar ($\sigma = \pm 0,065$). Los años 1982-1983, 1986-1987, 1991-1992 y 1997-1998 son considerados eventos de El Niño y La Niña. Además, el periodo 88-89 es considerado como un evento de La Niña intenso y los periodos 91-92, 97-98 son considerados como evento de El Niño intenso (Figura 24).

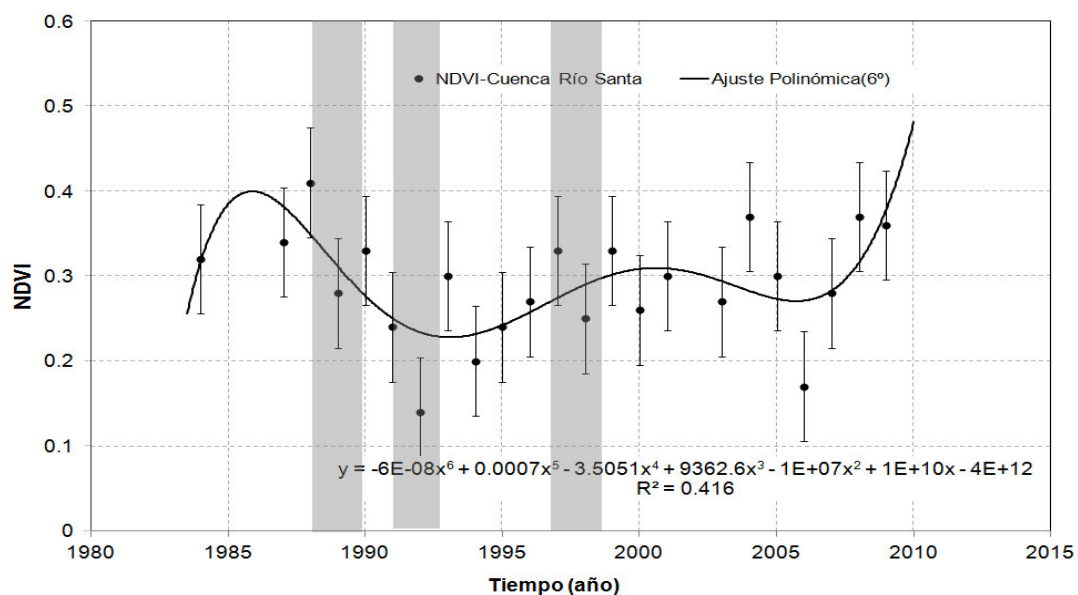


Fig. 24: Evolución temporal del NDVI promedio en la cuenca del río Santa.

El NDVI en la cuenca del río Santa se presenta de forma recurrente. La barra vertical representa la desviación estándar ($\sigma = \pm 0,06$). También se presenta en la figura las épocas de La Niña Intenso (88-89) y épocas de El Niño Intenso (91-92, 97-98).

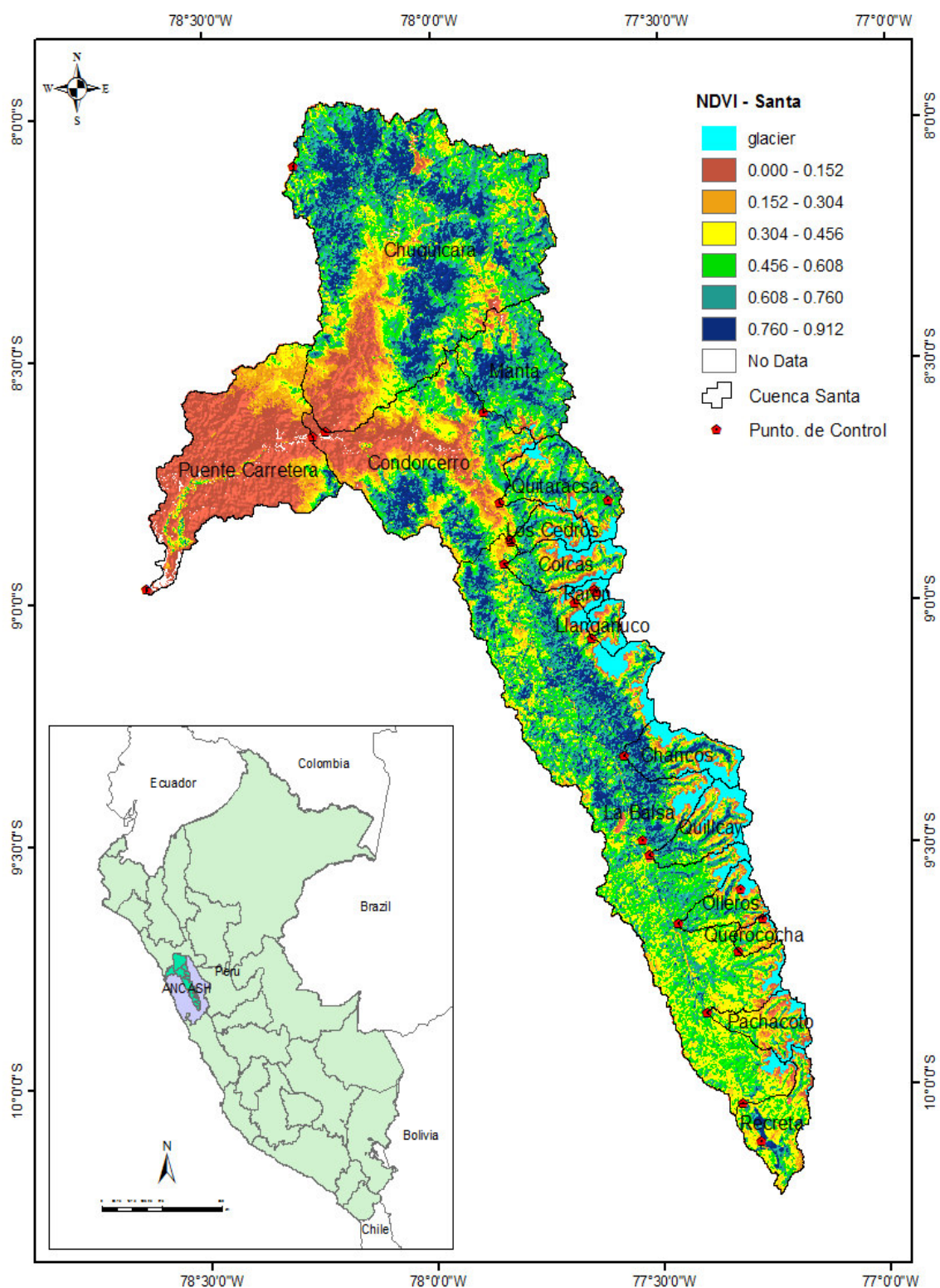


Lámina 3: Distribución espacial del índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI). Cuenca del río Santa, a partir del sensor TM del satélite Landsat-5. Se ha considerado en el mosaico 3 escenas Landsat con fechas de adquisición 08 mayo, 17 mayo y 02 de junio del 2011.

4.4 Temperatura de la superficie del suelo

La serie de tiempo de la temperatura de brillo (T_B) estimada del canal 6 del sensor TM del satélite Landsat-5 (Tabla D.2, Apéndice D), para el periodo 1984-2010, presenta su máximo valor de $1,2^{\circ}\text{C}$ en mayo de 1993 y su mínimo valor de $-10,5^{\circ}\text{C}$ en agosto de 2010, para el nevado Huascarán; y $3,9^{\circ}\text{C}$ y $-5,9^{\circ}\text{C}$, en la misma fecha, para el nevado Champará (Figura 25). Ambos nevados pertenecen a la cuenca del río Santa (Lámina 4).

4.4.1 Temperatura de brillo de la superficie del nevado Huascarán

En la Figura 25 se aplica regresión lineal para identificar una tasa de reducción de la T_B de $0,3^{\circ}\text{C/año}$. La barra vertical representa la desviación estándar ($\sigma = \pm 3,0^{\circ}\text{C}$) (Tabla G.1, Apéndice G). La desviación estándar obtenida del análisis de los 24 datos se considera como un margen de error para cada punto. Las regiones sombreadas son épocas del fenómeno de La Niña intenso (88-89) y de El Niño intenso (91-92, 97-98).

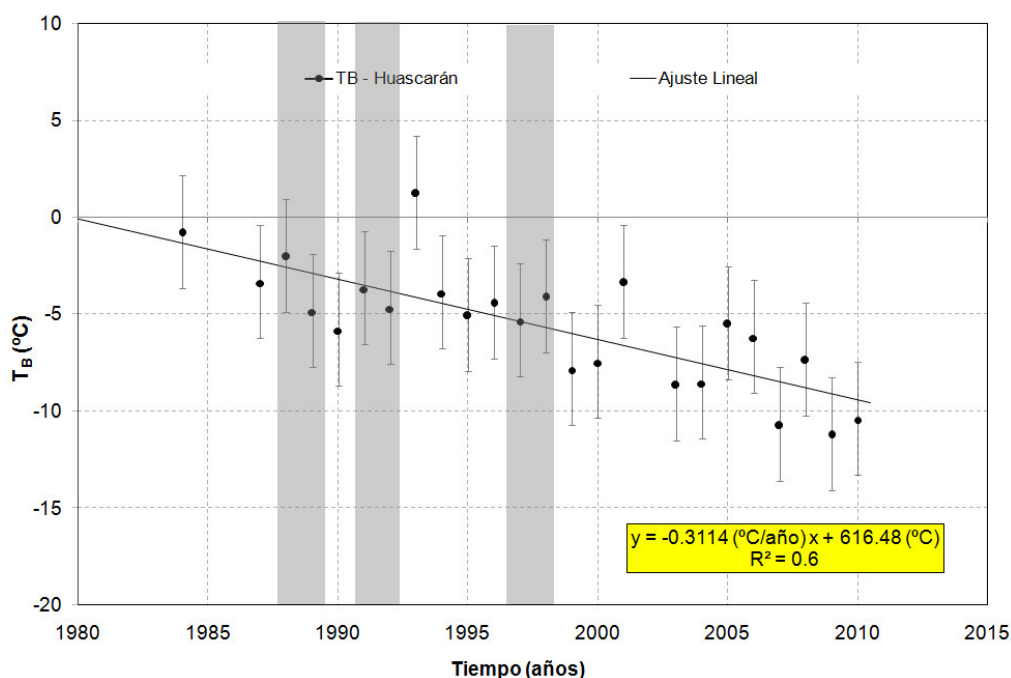


Fig. 25: Evolución temporal de la temperatura de brillo (T_B) del nevado Huascarán.

En la superficie del nevado Huascarán en el periodo 1984-2010. La variable “x” representa el tiempo en año y la variable “y” representa la temperatura de brillo en $^{\circ}\text{C}$.

4.4.2 Temperatura de brillo de la superficie del nevado Champará

El comportamiento de la temperatura de brillo del nevado Champará, obtenido del canal 6 del sensor TM del satélite Landsat-5, es recurrente en el periodo 1984-2010; presenta una máxima temperatura de brillo de $3,9^{\circ}\text{C}$ en mayo del año 1993 y mínima de $-5,9^{\circ}\text{C}$ en agosto del año 2010. A diferencia que las temperaturas de brillos obtenidas de la superficie del nevado Huascarán, se encuentran temperaturas, por encima de los 0°C (Tabla D.2, Apéndice D).

En la Figura 26 se aplica regresión lineal a los datos de temperatura de brillo (Tabla D.2) para identificar una tasa de reducción de la T_B de $0,3^{\circ}\text{C/año}$. La barra vertical representa la desviación estándar ($\sigma = \pm 2,8^{\circ}\text{C}$). La desviación estándar obtenida del análisis de los 24 datos, se considera como un intervalo de confianza para cada punto. Las regiones sombreadas son épocas del fenómeno de La Niña intenso (88-89) y El Niño intenso (91-92, 97-98).

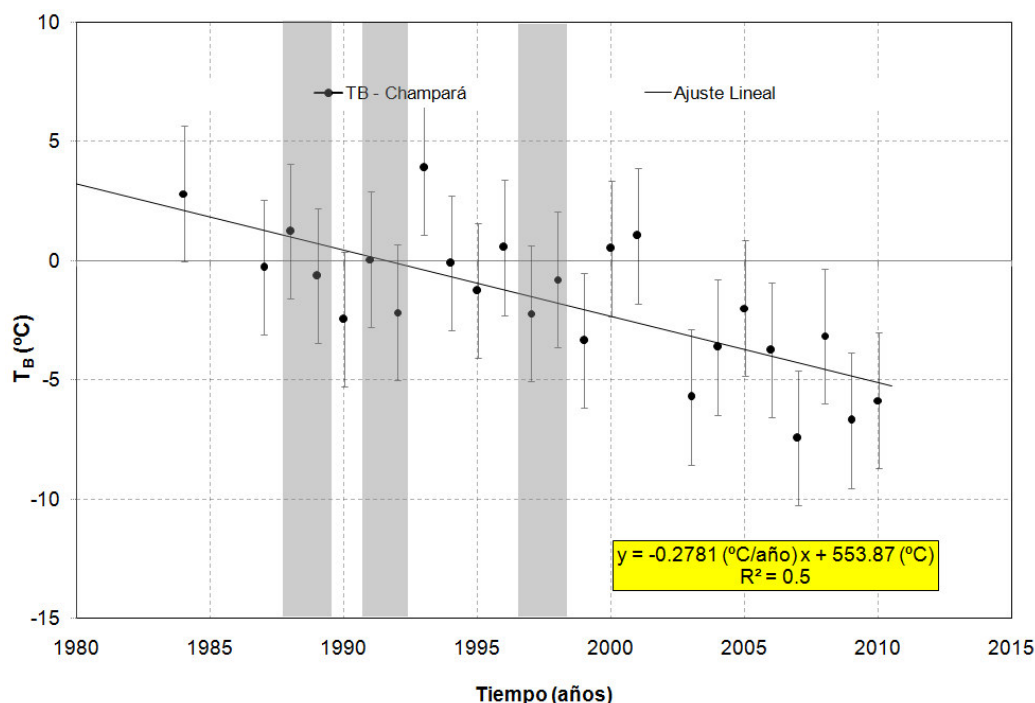


Fig. 26: Evolución temporal de la temperatura de brillo (T_B) del nevado Champará.

En la superficie del nevado Champará en el periodo 1980-2010. La variable “x” representa el tiempo en año y la variable “y” representa la temperatura de brillo en $^{\circ}\text{C}$.

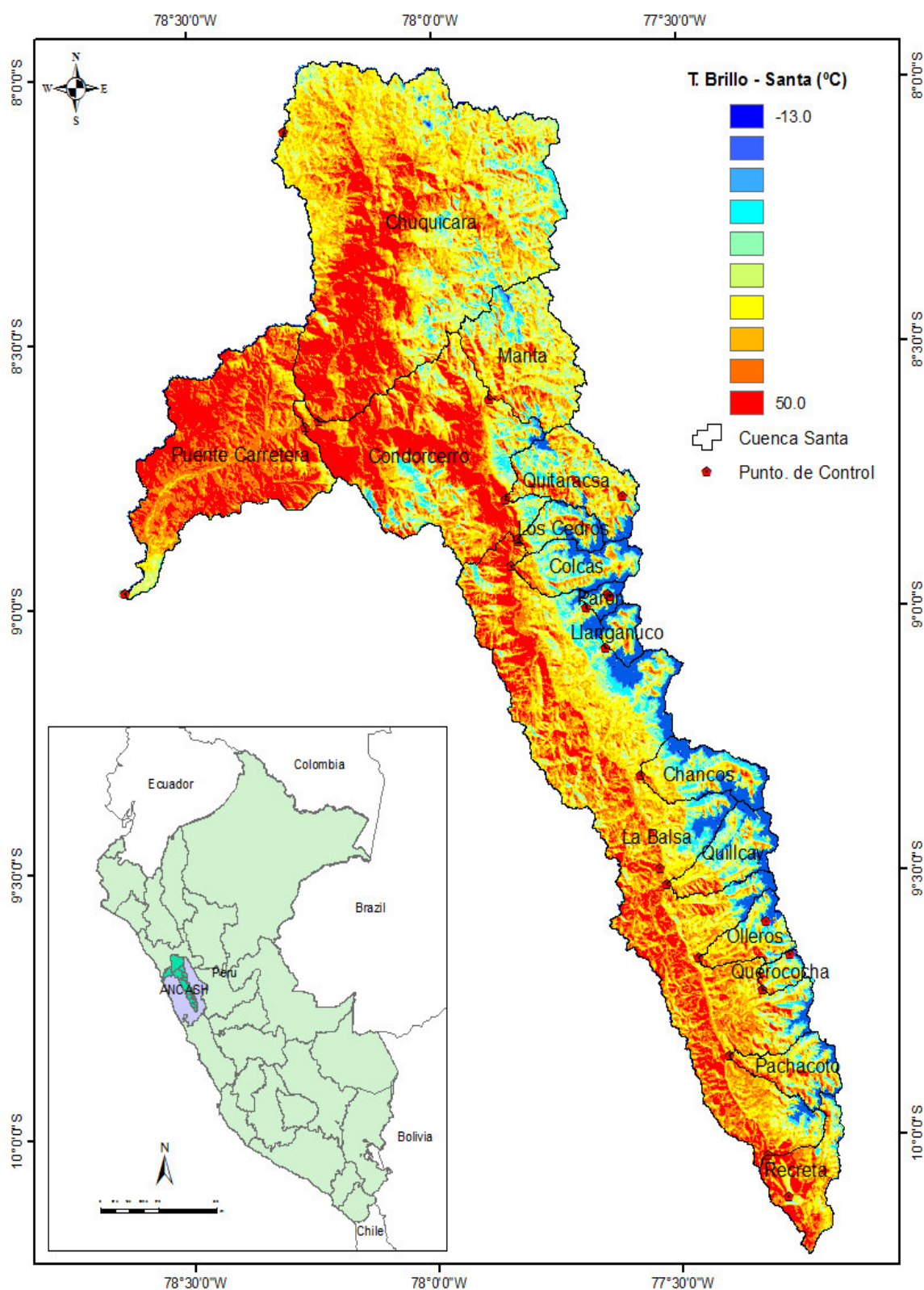


Lámina 4: Distribución espacial de la temperatura de brillo (T_B).

Cuenca del río Santa a partir del canal 6 del sensor TM del satélite Landsat-5. Se ha considerado un mosaico de 3 escenas Landsat con fechas de adquisición 08 mayo, 17 mayo y 02 de junio del 2011.

4.5 Validación de los resultados

4.5.1 Correlación precipitación y T_B

La temperatura de brillo correlacionado con la precipitación (Figura 27 y 28) presenta un buen coeficiente de correlación ($R^2 = 0,7$) para los nevados Huascarán y Champará, respectivamente. En esta sección se utilizan los datos de precipitación de la estación pluviométrica Parón por su calidad. La ubicación geográfica de la estación pluviométrica Parón es $8^{\circ}59'01''$ Latitud Sur y $77^{\circ}41'01''$ Longitud Oeste a 4185 m.s.n.m. Por otro lado, como el rango de datos que comprende esta estación pluviométrica es de 1978-1997, los datos de T_B se ajustarán a ese intervalo de tiempo (1978 -1997). Se define la siguiente ecuación,

$$T_B = k(PP) + B \quad (62)$$

donde la variable dependiente T_B es la temperatura de brillo ($^{\circ}\text{C}$), la variable independiente PP es la precipitación (mm), $k = 0,09$ $^{\circ}\text{C}/\text{año}$ es la pendiente y la constante B es 9,77 para el nevado Huascarán y 6,42 para Champará (Figuras 27 y 28).

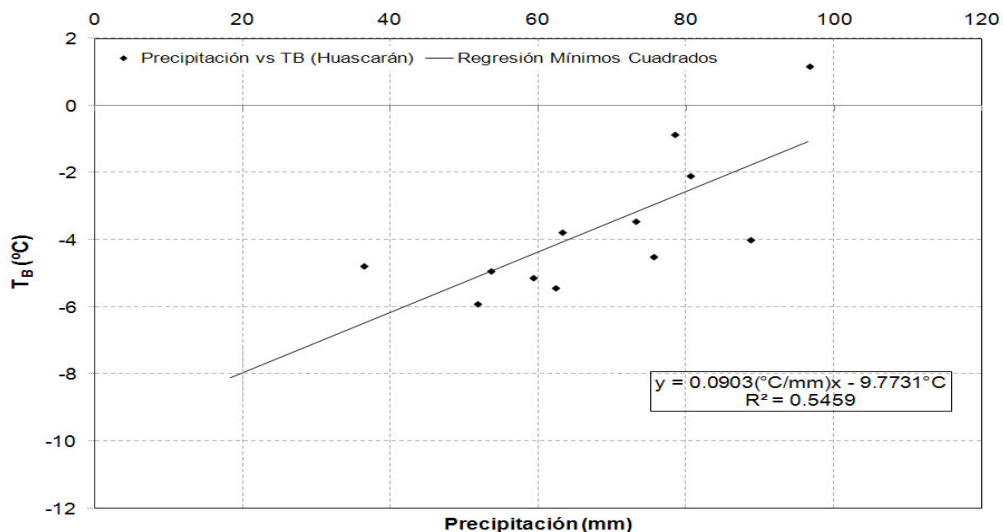


Fig. 27: Diagrama de dispersión de la precipitación y la T_B en la región del nevado Huascarán. Datos de precipitación promedio multianual de la estación pluviométrica Parón (1978-1997) ubicada a 13,65 km del nevado Huascarán, a una altitud de 4185 m.

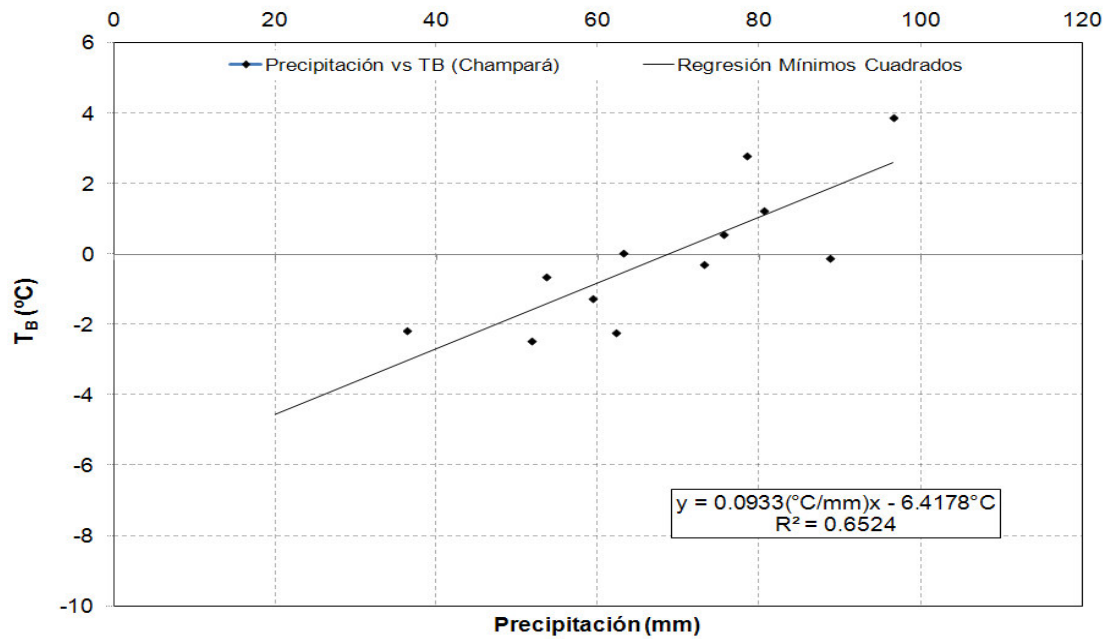


Fig. 28: Diagrama de dispersión de la precipitación y la T_B para la región del nevado Champará. Datos de precipitación promedio multianual de la estación pluviométrica Parón (1978-1997) ubicada a 36,71 km del nevado Champará a una altitud de 4185 m.

4.5.2 Correlación precipitación y área glaciar

El objetivo de este análisis es encontrar la relación que existe entre el área glaciar y la precipitación. Se considera área glaciar, discriminando nieve fresca o envejecida y la precipitación promedio multianual. La respuesta de los glaciares a las anomalías de los fenómenos naturales no es inmediata. Entonces, para encontrar una correlación entre el área glaciar (en adelante definido como S_g) y los datos de precipitación (PP) para los nevados Huascarán y Champará se aplica un ajuste lineal por mínimos cuadrados, encontrándose un coeficiente de correlación $R^2 = 0,4$ y $0,3$, respectivamente que no garantiza una buena relación entre la precipitación y el área glaciar. También el coeficiente de correlación de Pearson (Tabla G.2, Apéndice G) para el nevado Huascarán ($r = 0,503$) y para el nevado Champará ($r = 0,486$) presenta correlación positiva. Por lo tanto, el área glaciar tiene una respuesta directa en proporción constante a la variación de la precipitación.

En el análisis del área glaciaria (S_g), obtenido del procesamiento de las imágenes del sensor TM del satélite Landsat-5 con los datos de precipitación (PP) de la estación pluviométrica Parón (Figuras 29 y 30), considerando el ajuste lineal, definimos la siguiente ecuación

$$S_g = \kappa_s PP + C \quad (63)$$

donde la variable dependiente S_g es el área glaciaria (km^2), la variable independiente PP es la precipitación (mm), la pendiente κ_s es $0,187 \text{ km}^2/\text{mm}$ (Huascarán) y $0,075 \text{ km}^2/\text{mm}$ (Champará), y el valor de C es $38,927 \text{ km}^2$ para el nevado Huascarán y $4,766 \text{ km}^2$ para Champará.

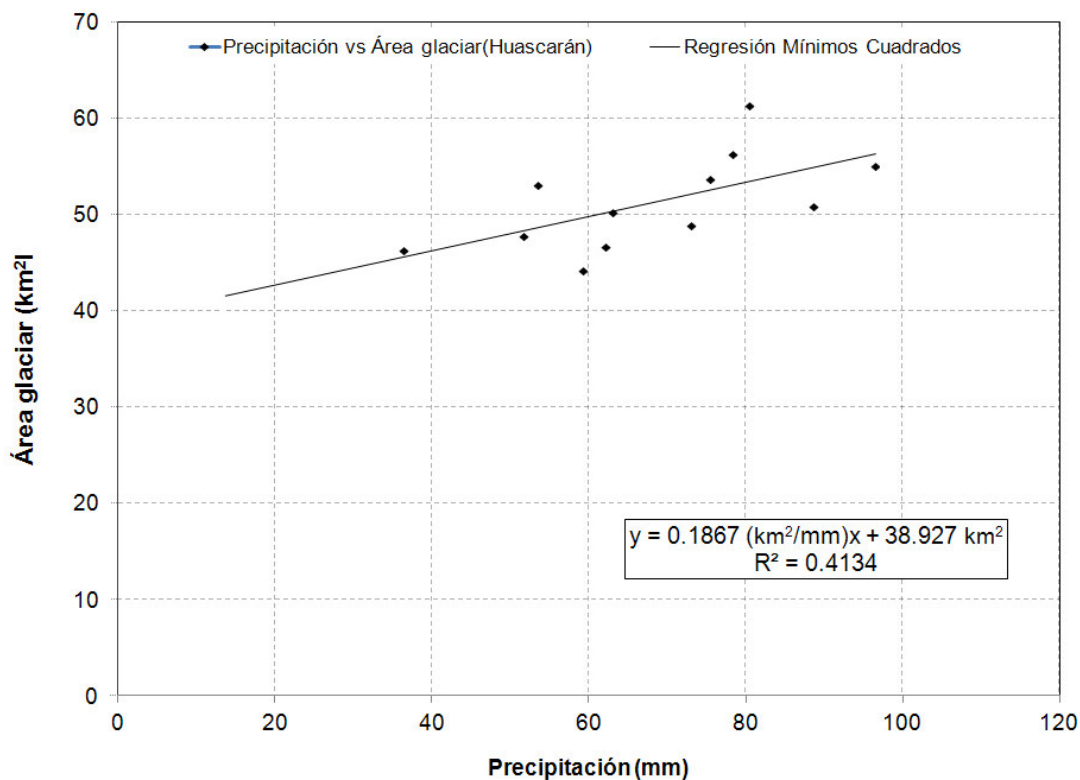


Fig. 29: Diagrama de dispersión de la precipitación y el área glaciaria del nevado Huascarán.
Datos de precipitación promedio multianual de la estación pluviométrica Parón del periodo 1978-1997.

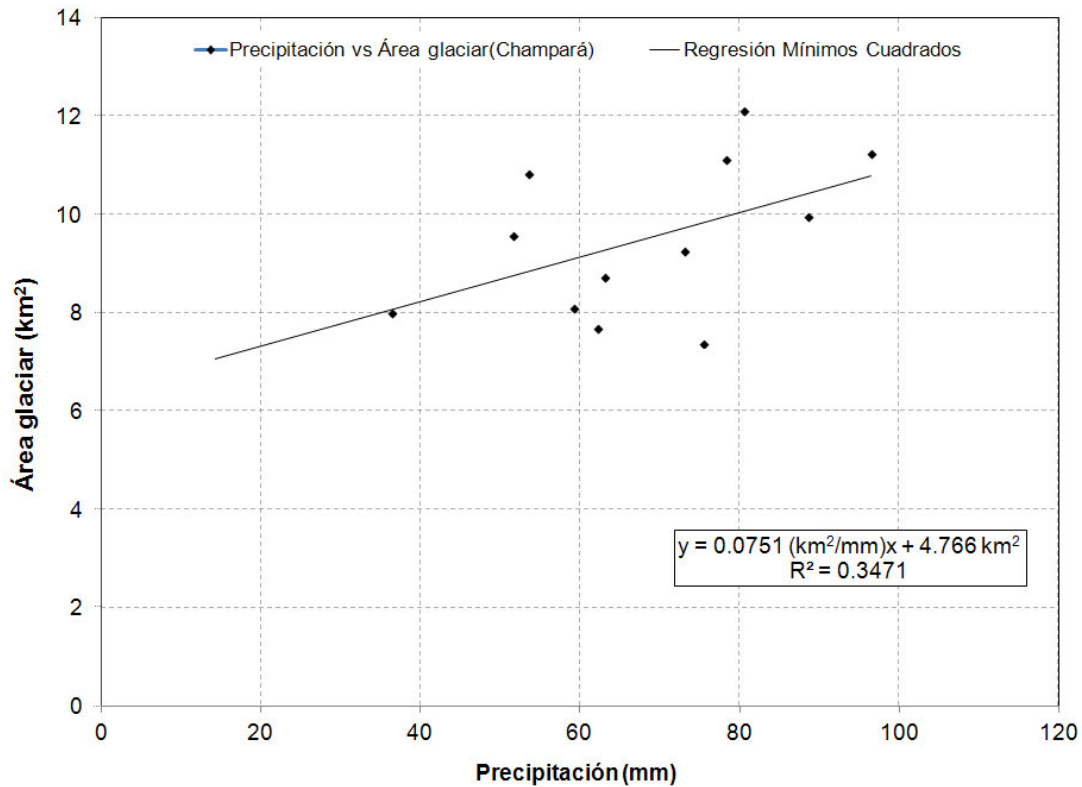


Fig. 30: Diagrama de dispersión de la precipitación y el área glaciar del nevado Champará.

Datos de precipitación promedio multianual de la estación pluviométrica Parón del periodo 1978-1997.

4.5.3 Correlación área glaciar y volumen

Aplicando el ajuste por mínimos cuadrados al diagrama de dispersión del área y volumen glaciar (Tabla D.1, Apéndice D) del nevado Huascarán (Figura 31), se encuentra la ecuación empírica similar a la ecuación de Bahr (Anexo D, Ecuación D.1); por lo tanto, este análisis permite encontrar una ecuación lineal para calcular volumen de glaciares de montaña.

$$V = 0,224 S_g - 0,200 \quad (64)$$

donde, V es el volumen (km^3) y S_g (km^2) el área glaciar, respectivamente. Los coeficientes 0,224 y 0,200 son obtenidos del estudio de 32 imágenes de satélite aplicados al nevado Huascarán.

Los coeficientes obtenidos del análisis anterior son utilizados para encontrar el volumen glaciar estimado del nevado Huascarán y Champará (Tabla D.1, Apéndice D).

El análisis de 32 datos de área glaciar obtenidos de imágenes del sensor TM del satélite Landsat-5 y el volumen glaciar obtenido a partir del modelo de elevación digital (GDEM ASTER) permiten identificar la proporcionalidad directa que existe entre el área y volumen glaciar. Esto fue posible utilizando hipsometría glaciar, identificando la altitud máxima y mínima del nevado y considerando un rango altitudinal que se describe más adelante.

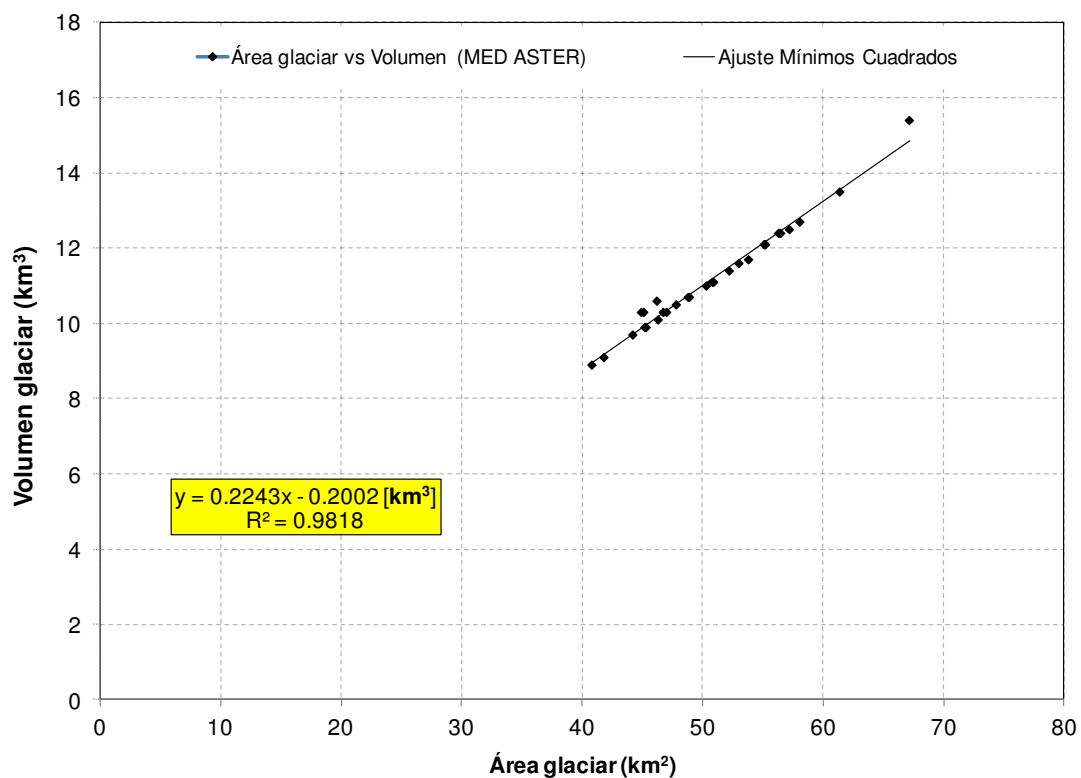


Fig. 31: Diagrama de dispersión del área y volumen glaciar del nevado Huascarán.

Para 32 datos obtenidos de las imágenes del sensor TM del satélite Landsat-5, el alto valor del coeficiente de correlación igual a 0,98 demuestra la proporcionalidad directa que existe entre el área y volumen glaciar.

4.6 Hipsometría glaciar

Se ha realizado las hipsometrías a partir de las elevaciones de cada uno de los píxeles, utilizando los datos de los años 1973, 2000 y 2010, para poder identificar la variación del área y volumen glaciar en función del tiempo.

En las Figuras 32 y 33 se presentan la hipsometría glaciar (% Área acumulada) y el comportamiento del área glaciar del nevado Huascarán (Tabla D.5, Apéndice D) generado a partir del modelo de elevación digital MED-IGN (construido con datos de las curvas de nivel de la Carta Nacional del IGN). Se identifica una marcada variación entre los años de inicio (1973) y final (2010) de toma de datos para el área de ablación (Láminas 7 y 8); pero para la zona de acumulación se presenta el porcentaje del área acumulada ajustada (Figuras 32, 34, 36 y 38), los datos de estas gráficas se presentan en el Apéndice D (Tablas D.5, D.6, D.7 y D.8). Si comparamos los datos de los años 2000 y 2010 (Figura 33, Tabla D.5), se identifica un aumento de área glaciar para altitudes medias (4880 - 5140) msnm.

En las Figuras 34 y 35 se presenta la hipsometría y área glaciar del nevado Champará (Tabla D.7, Apéndice D). Sin embargo, en esta hipsometría se utiliza el GDEM-ASTER, proporcionados por la NASA. Este nevado presenta una marcada reducción en cobertura y volumen glaciar. Esto se debe a que este nevado es de dimensión menor al Huascarán, lo que demuestra la reducción en más del 50% en su cobertura glaciar.

Para demostrar la calidad del modelo de elevación digital (MED-ASTER), se genera una hipsometría glaciar a partir de ese modelo para el nevado Huascarán y Champará (Figuras 36 y 38, Tabla D.6 y D.8), se identifica la hipsometría glaciar similar a la de las Figuras 32 y 34 y el área glaciar por rango altitudinal (Figuras 37 y 39, Tabla D.6 y D.8)

tienen el mismo comportamiento que las analizadas a partir de los modelos MED-IGN y GDEM ASTER, respectivamente.

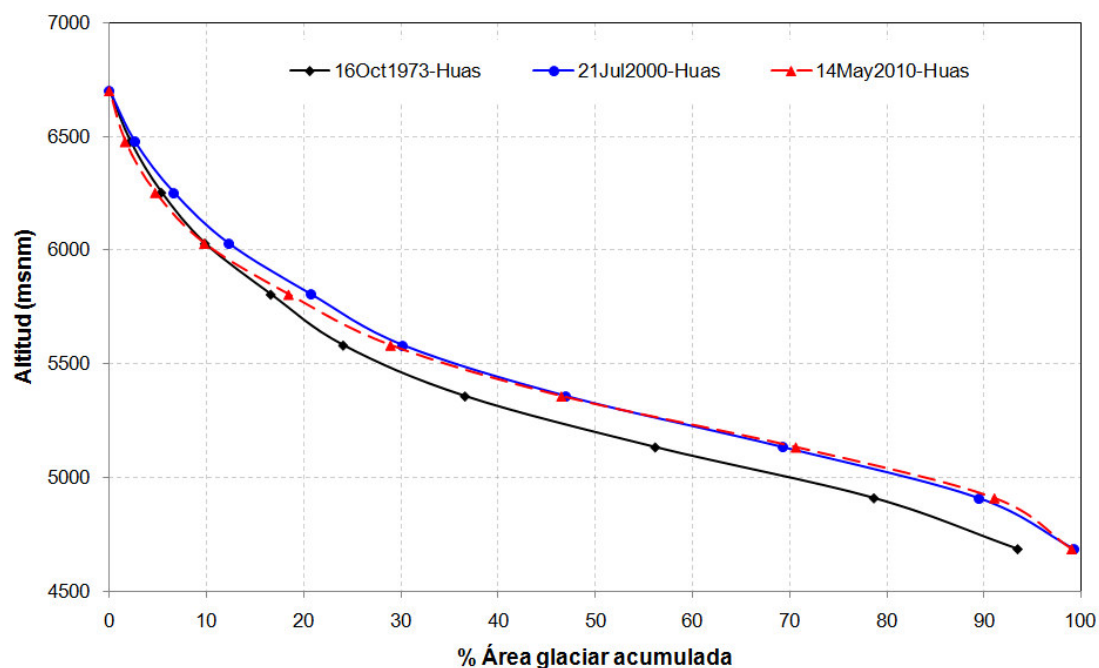


Fig.32: Hipsometría glaciar del nevado Huascarán usando MED-IGN.

El modelo de elevación digital utilizado es el MED-IGN, generado en base a curvas de nivel de la Carta Nacional, escala 1:100,000. Proporcionados por el Instituto Geográfico Nacional del Perú.

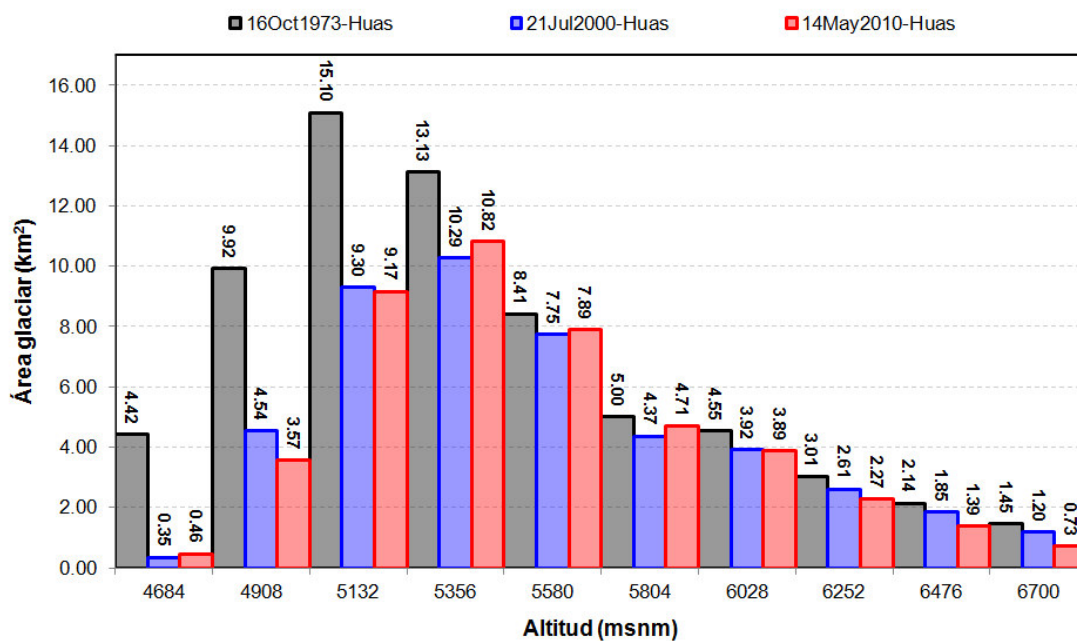


Fig. 33: Área glaciar del nevado Huascarán. El MED utilizado es el MED-IGN.

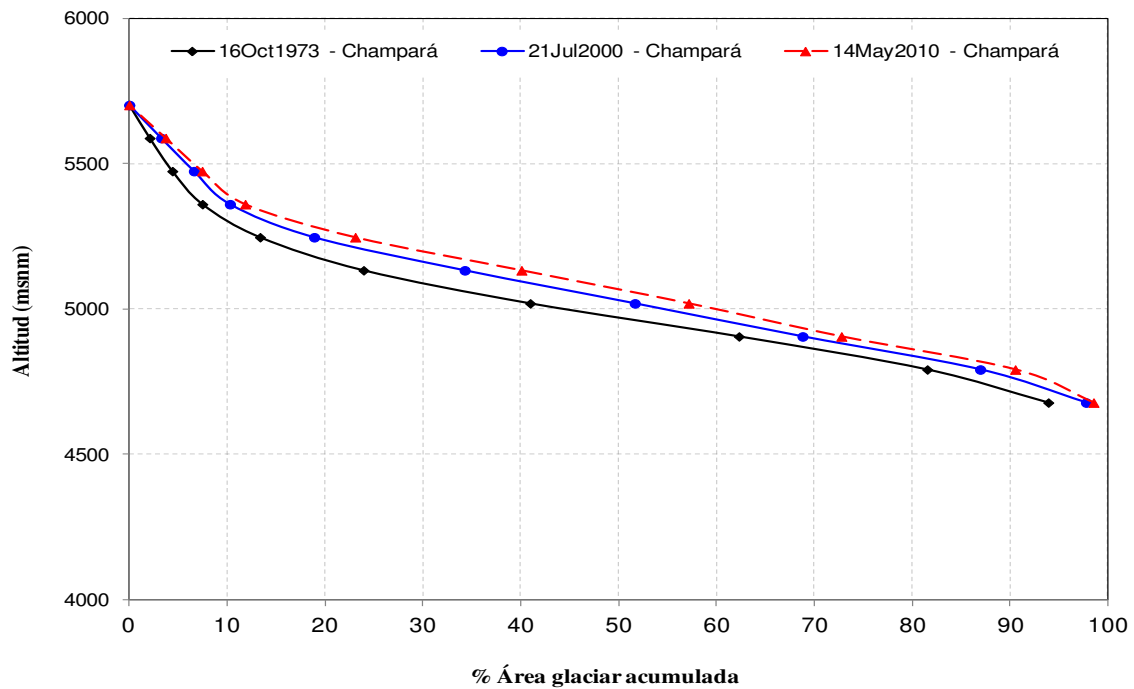


Fig. 34: Hipsometría glaciar del nevado Champará usando GDEM-ASTER.

Para generar la hipsometría glaciar se ha hecho uso de los datos de elevación del GDEM-ASTER proporcionados por la NASA desde el año 2009.

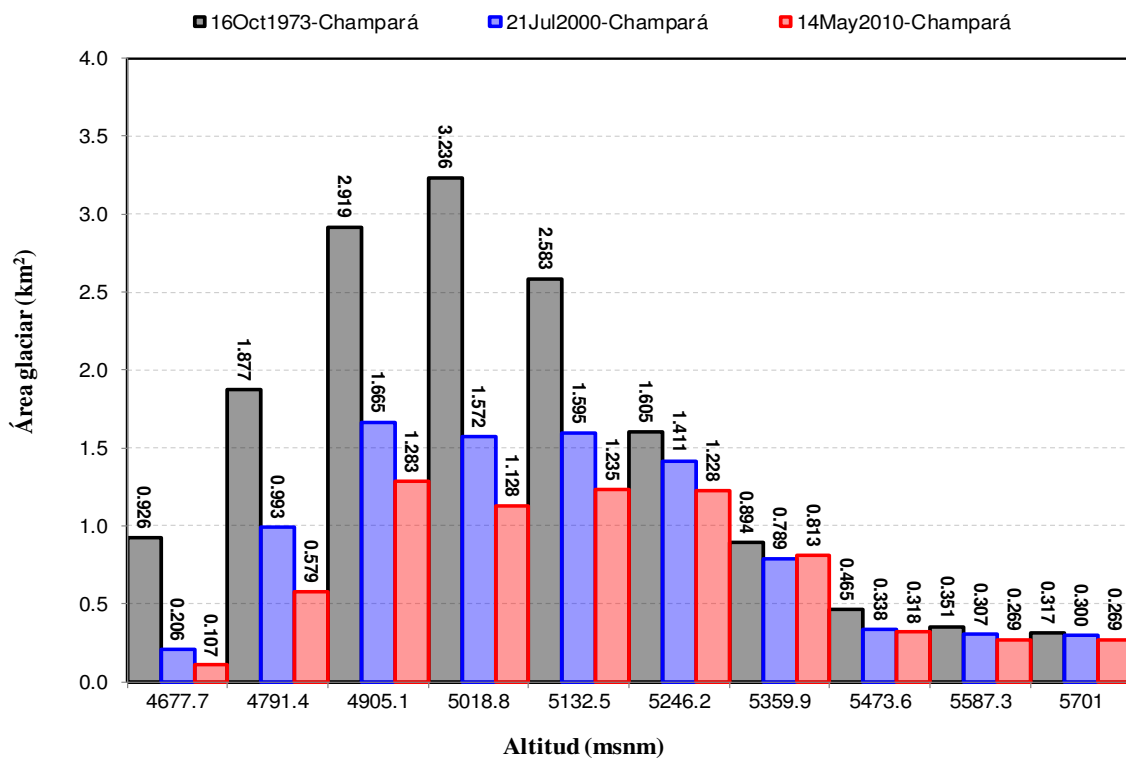


Fig. 35: Área glaciar del nevado Champará, según la altitud. GDEM-ASTER.

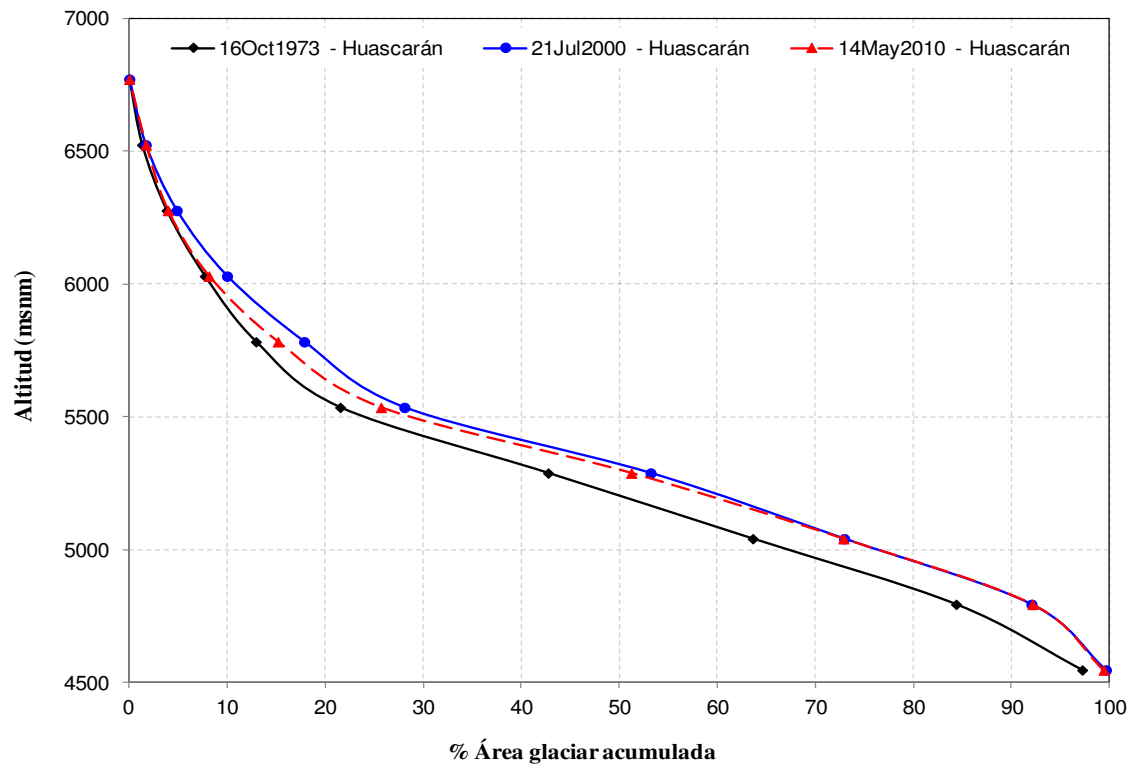


Fig. 36: Hipsometría glaciar a partir del MED-ASTER 2005 para el nevado Huascarán.

El MED relativo generado a partir de las imágenes ASTER a disponibilidad de este trabajo ha demostrado confiabilidad para generar una hipsometría glaciar similar a los otros modelos generados a partir de datos topográficos. Imagen ASTER de fecha 28 de agosto del 2005 (proporcionado por ERSDAC-Japón, 2008)

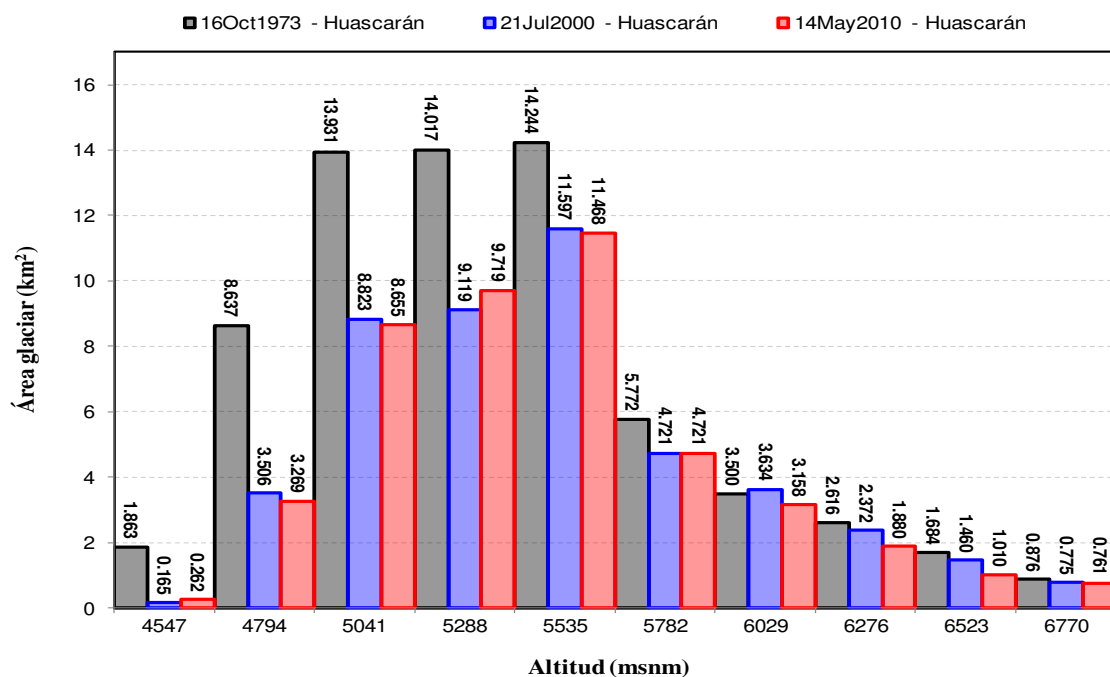


Fig. 37: Área glaciar del nevado Huascarán. MED ASTER-2005.

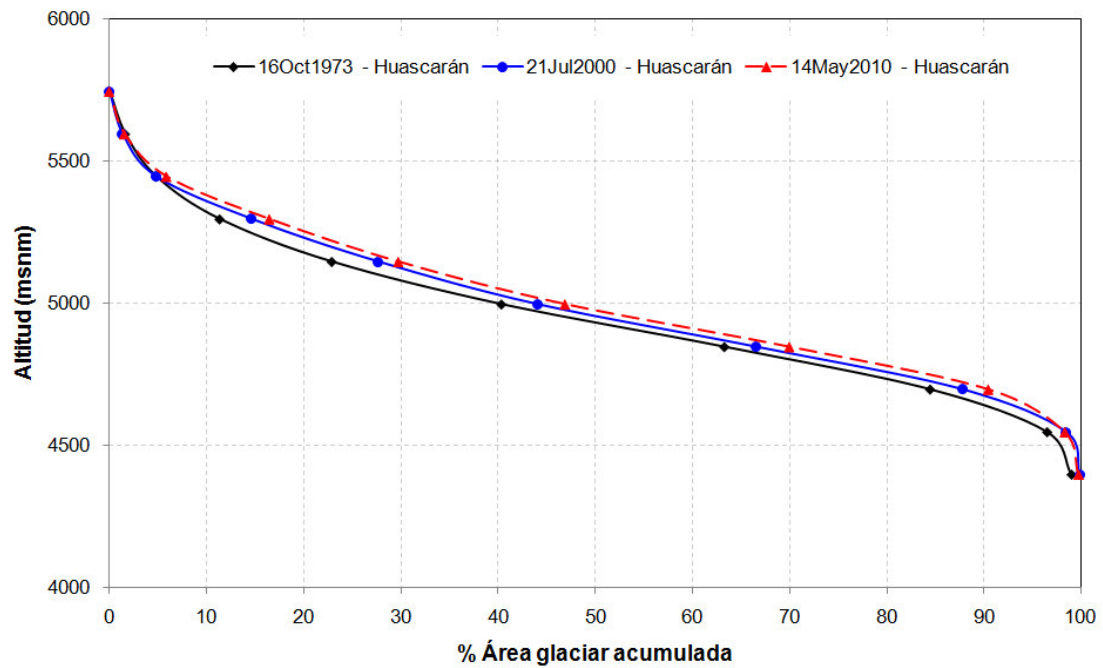


Fig. 38: Hipsometría glaciar del nevado Champará a partir del MED-ASTER 2003.

La imagen ASTER utilizada para este modelo es la imagen de fecha 13 de julio del 2003. (ERSDAC-Japón, 2008)

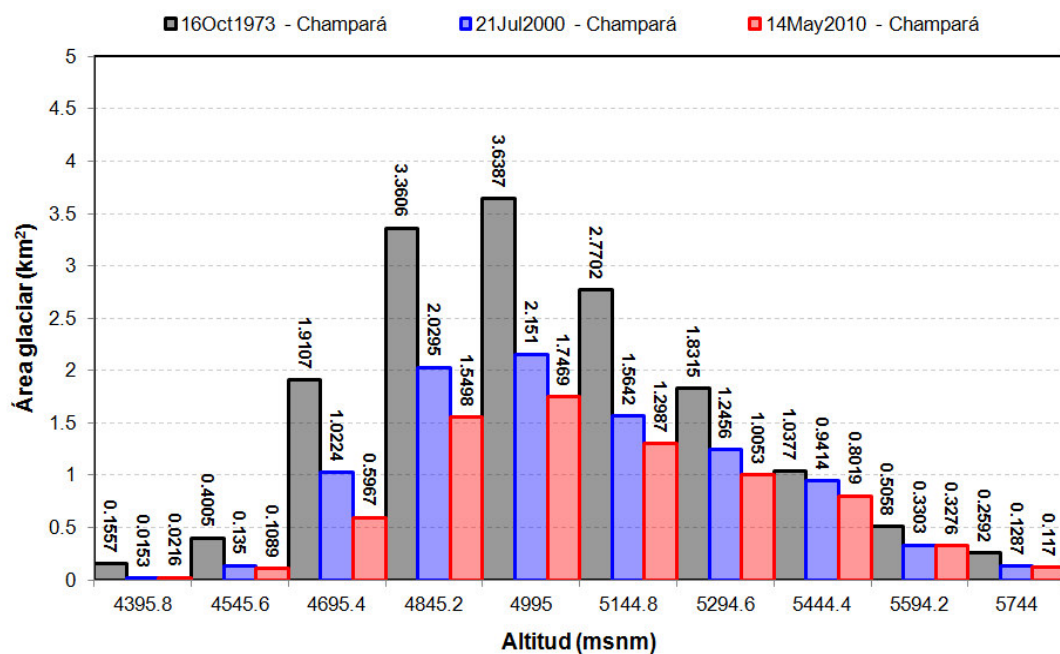


Fig. 39: Área glaciar del nevado Champará. MED-ASTER 2003.

4.7 Volumen glaciar

Para estimar el volumen glaciar a partir de datos de imágenes satelitales (área glaciar y las elevaciones), definimos la ecuación siguiente

$$S_g = \sum_{i=1}^k S_i \quad (65)$$

donde,

S_g : Área glaciar en (m^2)

$S_i = 900 m^2$: Área del píxel para imágenes Landsat-5, el valor es constante y depende de la resolución de la imagen (30 m).

k : Número de píxeles que cubre el glaciar (74,595 píxeles para la imagen del año 1973, 51,301 píxeles para la imagen del año 2000 y 49,893 píxeles para la imagen del año 2010)

Luego, se identifica una altura máxima Z_{max} y una altura mínima Z_{min} (sobre el nivel del nevado) del conjunto de elevaciones extraídas del MED con el vector del perímetro del área glaciar (1973, 2000 y 2010). Además, definimos un rango altitudinal constante φ para calcular la variación del volumen glaciar para una fecha determinada, usando la siguiente expresión

$$V_g = \sum_{i=1}^p \varphi_i \sum_{j=1}^{k_i} S_{ji} \quad (66)$$

$$\varphi = \frac{Z_{max} - Z_{min}}{p}, p = 1, \dots, 10 \quad (67)$$

donde, V_g es el volumen glaciar en m^3 , S_i es el área del píxel, p es el número de intervalos entre Z_{max} y Z_{min} (para esta tesis se ha considerado, el número máximo de intervalos de altitud $p = 10$) y k_i es el número de píxeles en el rango i ($1, \dots, 10$).

Luego, para calcular la variación del volumen glaciar (ΔV_g) en función de su área por rango altitudinal, definimos la ecuación

$$\Delta V_g = \sum_{j=1}^p (V_{j+1} - V_j) \quad (68)$$

donde, V_{j+1} y V_j son los volúmenes estimados con la Ecuación 66 por rango altitudinal.

Para estandarizar el cálculo de variación de volumen glaciar se necesita expresar una curva hipsométrica normalizada, con carácter topográfico del terreno con la variable de elevación, donde los rangos y el área puedan ser comparados y reemplazados en la Ecuación 66. Esto se consigue de la siguiente manera

$$\varphi^* = \frac{Z_x - Z_{min}}{Z_{max} - Z_{min}} \quad y \quad S^* = \frac{S_x}{S_{total}}$$

donde,

Z_x : Elevación media en un píxel.

Z_{max} y Z_{min} : Elevación máxima y mínima.

S_x : Área glaciar en un píxel.

S_{total} : Área glaciar total.

En las Tablas 15 y 16 se presenta la variación de volumen glaciar considerando los modelos de elevación digital GDEM-ASTER y MED-IGN, y comparados con el modelo generado a partir de la imagen estereoscópica ASTER, MED-ASTER 2005 (nevado Huascarán) y MED-ASTER 2003 (nevado Champará), y el resultado de la ecuación empírica de Bahr. Además, los Z_{min} , Z_{max} y φ son diferente para los años 1973, 2000 y 2010. Es decir, $Z_{min} = Z_{min}(\vec{x}, t)$, $Z_{max} = Z_{max}(\vec{x}, t)$ y $\varphi = \varphi(\vec{x}, t)$.

Tabla 15: Variación del volumen glaciar por rango altitudinal del nevado Huascarán.

Se ha considerado tres tipos de modelos de elevación digital GDEM-ASTER, MED-IGN y MED-ASTER 2005. Además, se compara el volumen obtenido con la ecuación empírica de Bahr (Ecuación D.1, Anexo D) y el obtenido con la ecuación que se ha generado en este trabajo (Ecuación 68). Las áreas para cada año están en la Tabla D.1.

MED		Rango altitudinal (m)			Variación volumen glaciar (km ³) Nevado Huascarán					
		Z _{max}	Z _{min}	φ	V _g 1973	V _g 2000	V _g 2010	ΔV (2000 – 1973)	ΔV (2010 – 2000)	ΔV (2010 – 1973)
GDEM ASTER	1973	6722	4205	251,7	16,898	11,621	11,302	-5,277	-0,319	-5,596
	2000	6722	4510	221,2						
	2010	6722	4485	223,7						
MED IGN	1973	6700	4100	260,0	15,038	10,342	10,058	-4,696	-0,284	-4,980
	2000	6700	4460	224,0						
	2010	6700	4461	223,9						
MED ASTER 2005	1973	6770	4205	256,5	16,584	11,091	11,404	-5,493	0,313	-5,180
	2000	6770	4465	230,5						
	2010	6770	4300	247,0						
Constante de Bahr		c = 0,048 y γ = 1,36			14,654	8,806	8,479	-5,848	-0,327	-6,175
Constante MED- ASTER2005		a = 0,224 y b = 0,200			14,830	10,149	9,858	-4,682	-0,291	-4,973

Tabla 16: Variación del volumen glaciar por rango altitudinal para el nevado Champará.

Se ha considerado tres tipos de modelos de elevación digital GDEM-ASTER, MED-IGN y MED-ASTER 2003. Además, se compara el volumen obtenido con la ecuación empírica de Bahr (Ecuación E.1, Anexo D) y el obtenido con la ecuación que se ha generado en este trabajo (Ecuación 68). Las áreas para cada año están en la Tabla D.1.

MED		Rango altitudinal (m)			Variación volumen glaciar (km ³) Nevado Champará					
		Z _{max}	Z _{min}	φ	V _g 1973	V _g 2000	V _g 2010	ΔV (2000 – 1973)	ΔV (2010 – 2000)	ΔV (2010 – 1973)
GDEM ASTER	1973	5701	4358	134,3	1,725	1,043	0,822	-0,682	-0,221	-0,903
	2000	5701	4564	113,7						
	2010	6722	4485	113,2						
MED IGN	1973	5800	4004	179,6	2,837	1,718	1,360	-1,119	-0,358	-1,477
	2000	5800	4004	179,6						
	2010	5800	4004	179,6						
MED ASTER 2003	1973	5744	4246	149,8	2,377	1,433	1,135	-0,944	-0,298	-1,242
	2000	5735	4318	141,7						
	2010	5744	4303	144,1						
Constante de Bahr		c = 0,048 y γ = 1,36			2,061	1,035	0,612	-1,026	-0,423	-1,449
Constante MED- ASTER2003		a = 0,224 y b = 0,200			3,362	1,950	1,256	-1,411	-0,694	-2,106

En la Tabla 17 se presenta la variación altitudinal del área glaciar para los nevados Huascarán y Champará. Estas variaciones de altitud son mayores en la zona de ablación del glaciar. Para el nevado Huascarán se presenta una variación promedio de 128,35 m (barra negra en la Figura 40) y para el nevado Champará una variación de 82,35 m (barra negra vertical en la Figura 41).

La variación de altitud para los dos nevados se ha obtenido de la diferencia de alturas obtenidas con la ecuación polinómica de grado 3 aplicadas a la hipsometría glaciar de los años 1973 y 2010 (Figura 40 y Figura 41). En ambos nevados el coeficiente de determinación es muy alto ($R^2 = 0,9$). Esto nos permite utilizar la ecuación para encontrar la altitud para cualquier porcentaje de área glaciar acumulada.

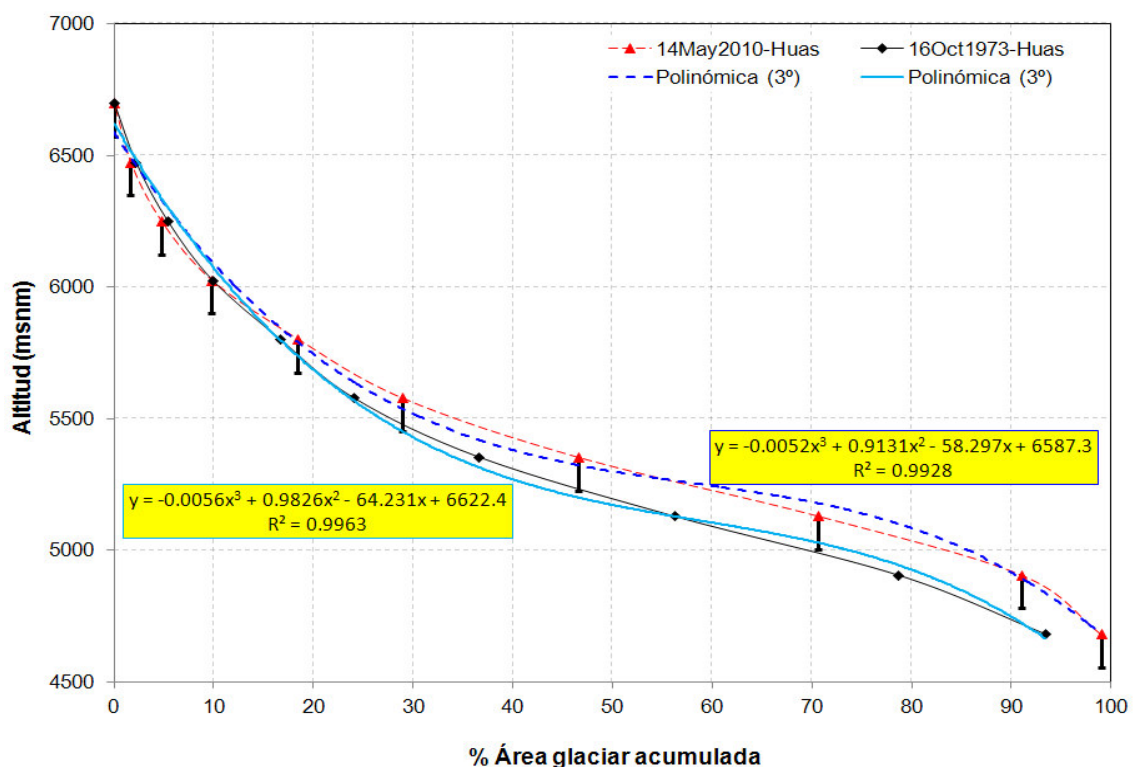


Fig. 40: Variación de altitud en el nevado Huascarán a partir de la hipsometría glaciar (1973-2010) (Datos Tabla 17).

Se ha aplicado una regresión polinómica de grado 3 y se encontró una ecuación para identificar una variación de altitud promedio de 128,35 m (barra vertical de color negro intenso).

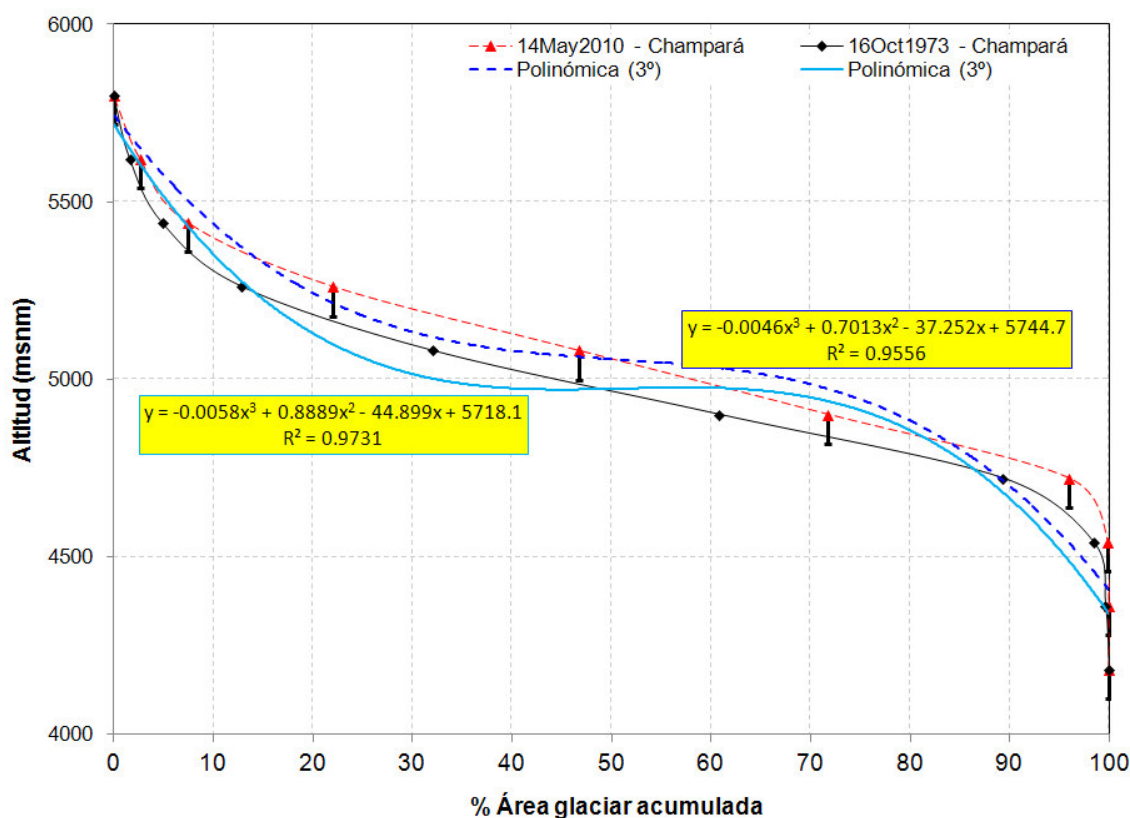


Fig. 41: Variación de altitud en el nevado Champará a partir de la hipsometría glaciar (1973-2010) (Datos Tabla 17).

Se ha aplicado una regresión polinómica de grado 3 y se encontró una ecuación para identificar una variación de altitud promedio de 82,35 m (barra vertical de color negro intenso).

Tabla 17: Variación de altitud en el periodo 1973 – 2010.

La variación de altitud promedio para el nevado Huascarán es 128,35 m y para el nevado Champará es 82,35 m.

Área glaciar Acumulada (%)	Altitud Nevado Huascarán (m)			Altitud Nevado Champará (m)		
	1973	2010	Variación (1973 – 2010)	1973	2010	Variación (1973 – 2010)
0	6622,4	6587,3	35,1	5718,1	5744,7	-26,6
10	6072,8	6090,4	-17,17	5352,2	5437,7	-85,5
20	5686,0	5745,0	-59,0	5129,3	5243,4	-114,1
30	5428,6	5519,8	-91,2	5014,5	5134,1	-119,6
40	5266,9	5383,2	-116,7	4973,2	5082,3	-109,1
50	5167,4	5305,2	-137,9	4970,4	5060,4	-89,9
60	5096,3	5253,4	-157,1	4971,4	5040,7	-69,3
70	5020,2	5197,1	-176,9	4941,4	4995,6	-54,3
80	4905,4	5105,0	-199,6	4845,5	4897,7	-52,1
90	4718,3	4945,9	-227,6	4649,1	4719,2	-70,1
100	4425,3	4688,6	-263,3	4317,2	4432,5	-115,3

Por otro lado, la variación del espesor se puede expresar en mapas de isópacas. Esto se puede realizar con datos tomados en campo o a partir de los modelos de elevación digital utilizados en esta tesis.

Una vez cuantificadas las variaciones del volumen glaciar en función de la variación de las elevaciones para los nevados en estudio, del promedio de los cinco modelos considerados en la Tabla 16, el nevado Huascarán ha disminuido $5,364 \text{ km}^3$ en su volumen glaciar (33% con respecto al año 1973) y el nevado Champará $1,349 \text{ km}^3$ (52% con respecto al año 1973), aproximadamente.

Si se analiza la variación del volumen glaciar en la última década, el nevado Champará ha variado negativamente en 21% y el nevado Huascarán 3%, aproximadamente; pero si consideramos el MED-ASTER 2005, el nevado Huascarán habría aumentado aproximadamente 3%. Esta incongruencia se resolvería al contar con los puntos de control al momento de generar el modelo de elevación digital.

Si, además, se aplica un índice que mide la relación lineal entre dos variables aleatorias cuantitativas, como es el coeficiente de correlación de Pearson, para medir el grado de relación entre el área y volumen glaciar del nevado Huascarán, $r = 0,999$ (Tabla G.2), que indica una correlación positiva; pero prácticamente es la unidad y eso indica una dependencia total entre el área y volumen glaciar denominada *relación directa*. Esto indica que cuando uno de ellos aumenta, la otra también lo hace en proporción constante. A partir del alto índice del coeficiente correlación de Pearson, y considerando el diagrama de dispersión representadas en la Figura 31, podemos considerar aceptable la Ecuación 64 y puede considerarse como ecuación empírica para **estimar** el volumen glaciar en función de su área para los glaciares de la Cordillera Blanca.

Además, en la Figura 42 se compara el volumen glaciar estimado con el GDEM ASTER y el estimado con la ecuación empírica de Bahr y se identifica un error cuadrático medio ($RMSE = 1,146 \text{ km}^3$), un sesgo ($Bias = 1,042 \text{ km}^3$) y una eficiencia del modelo ($ME = 0,5$) para el nevado Huascarán (Tabla 18).

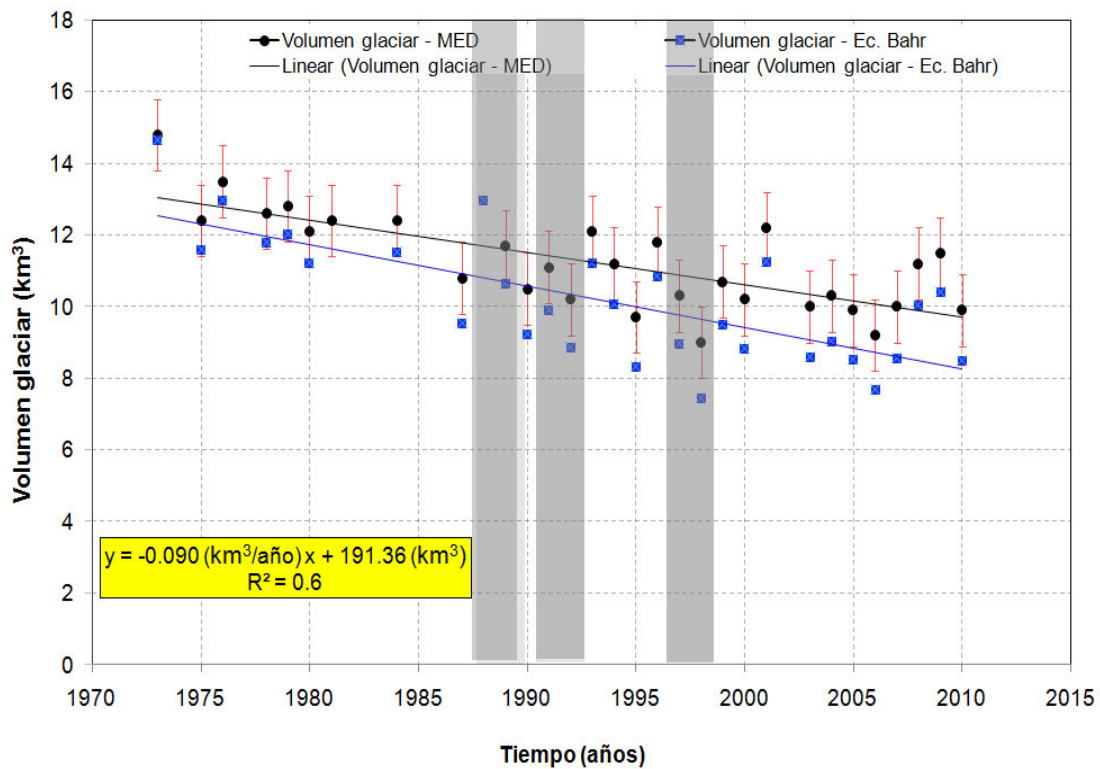


Fig. 42: Evolución temporal del volumen glaciar del nevado Huascarán (Datos Tabla D.1, Apéndice D).

Puntos negros del volumen glaciar obtenido a partir del modelo de elevación digital (GDEM-ASTER), punto azul obtenido a partir de la Ecuación de Bahr, se obtiene $RMSE = 1,146 \text{ km}^3$ y $Bias = 1,042 \text{ km}^3$.

Redefiniendo la Ecuación 55, para calcular el error cuadrático medio para el volumen obtenido con el modelo de elevación digital y considerando el volumen calculado con la ecuación empírica de Bahr (Ecuación D.1, Anexo D) como volumen referente por haber sido obtenido del estudio de un gran número de glaciares (144 glaciares de Asia y Europa). Definimos el sesgo (Bias) y calculamos la eficiencia del modelo de la siguiente manera,

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (V_{MED_i} - V_{Bahr_i})^2} \quad (69)$$

$$Bias = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (V_{MED_i} - V_{Bahr_i}) \quad (70)$$

$$ME = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (V_{Bahr_i} - V_{MED_i})^2}{\sum_{i=1}^n (V_{Bahr_i} - \bar{V}_{Bahr})^2} \quad (71)$$

Por otro lado, se considera dos “test” utilizados comúnmente en modelos hidrológicos, eficiencia de Nash-Sutcliffe (Nash y Sutcliffe, 1970), definido como

$$Nash = 100 \times \left[1 - \frac{\sum_{i=1}^n (V_{Bahr_i} - V_{MED_i})^2}{\sum_{i=1}^n (V_{Bahr_i} - \bar{V}_{Bahr})^2} \right] \quad (72)$$

y el error relativo en volumen expresado en porcentaje

$$\%V = 100 \times \left[\frac{\sum_{i=1}^n V_{MED_i} - V_{Bahr_i}}{\sum_{i=1}^n V_{Bahr_i}} \right] \quad (73)$$

donde,

$n = 30$: Es el número de datos considerado en la simulación.

V_{MED_i} : Es el volumen del píxel obtenido con el modelo de elevación digital.

V_{Bahr} : Es el volumen obtenido con la ecuación empírica de Bahr.

\bar{V}_{Bahr} : Es el volumen promedio obtenido con la ecuación empírica de Bahr.

Con estos parámetros desarrollados podemos presentar los valores del volumen glaciar, obtenidos con el modelo de elevación digital, para el nevado Huascarán.

Para el nevado Champará no se ha generado una ecuación, pues el cálculo de volumen fue realizado solamente para los años 1973, 2000 y 2010 (presentados en la Tabla 16);

sin embargo, como se ha considerado la misma metodología y los mismos datos (imágenes satelitales), se utiliza la ecuación obtenida del análisis al nevado Huascarán (Ecuación 64), para representar el comportamiento de la curva de volumen glaciar para el nevado Champará (Figura 43).

Tabla 18: Volumen glaciar del nevado Huascarán, años 1973, 2000 y 2010.

Datos obtenidos considerando el modelo de elevación digital (MED).

Nevado Huascarán	Volumen glaciar (km ³)							
	V _g 1973	V _g 2000	V _g 2010	RMSE (km ³)	Bias (km ³)	Nash	%V	ME
MED	14,776	10,149	9,891	1,146	1,042	49	11,317	0,492
Bahr	14,654	8,806	8,479	1,069	1,028	-	-	-

Hacemos la comparación con el comportamiento de la curva del área glaciar para representar la relación directa que existe entre el área y volumen glaciar.

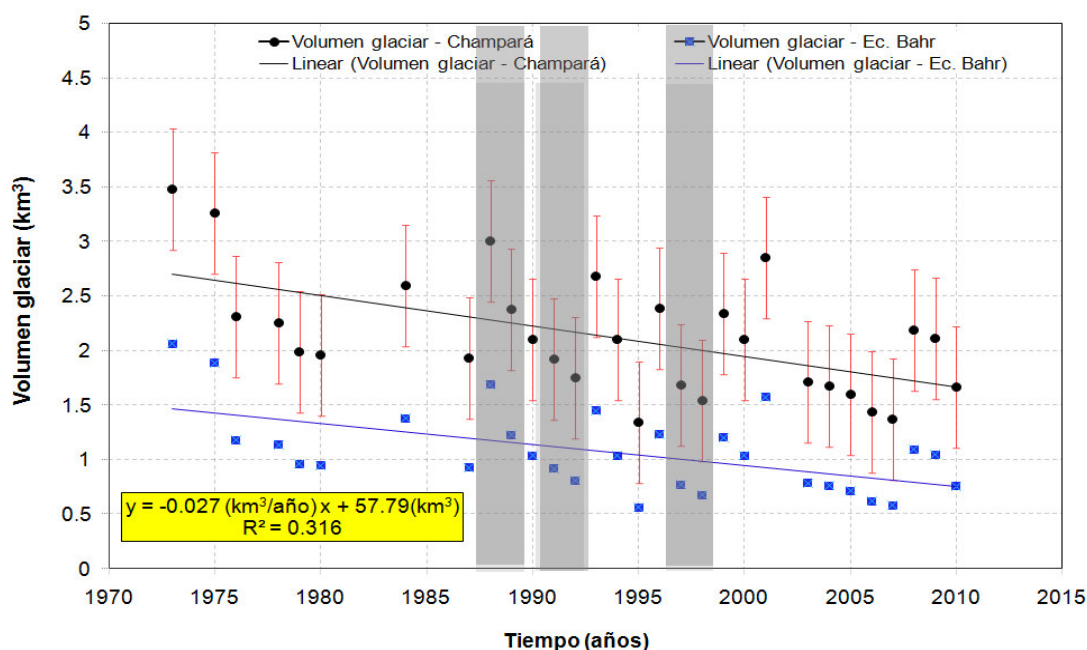


Fig. 43: Evolución temporal del volumen glaciar del nevado Champará (Datos Tabla D.1, Apéndice D).

Se ha utilizado los coeficientes generados en el análisis del nevado Huascarán. Los puntos negros representan el modelo y los celestes los obtenidos con la ecuación de Bahr. Se considera $RMSE = 1,069 \text{ km}^3$ y $Bias = 1,028 \text{ km}^3$.

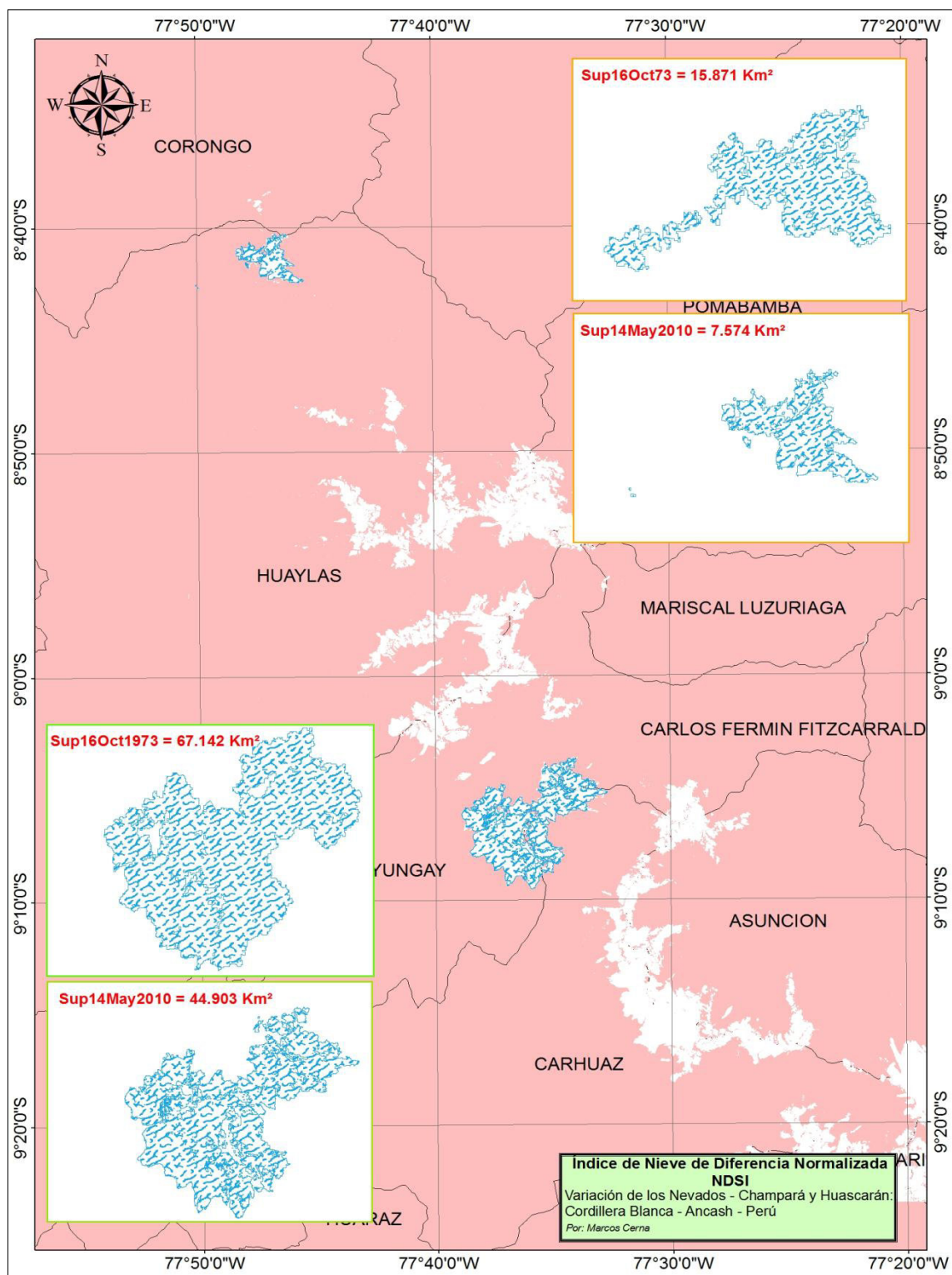


Lámina 5: Índice de nieve de diferencia normalizada (NDSI).

Área glaciaria de los nevados Champará (parte superior derecha) y Huascarán (parte inferior izquierda), para las fechas 16 de octubre de 1973 y 14 de mayo del 2010. En 30 años, el área glaciaria del nevado Champará presenta una disminución de 8,297 km² y el nevado Huascarán de 22,239 km².

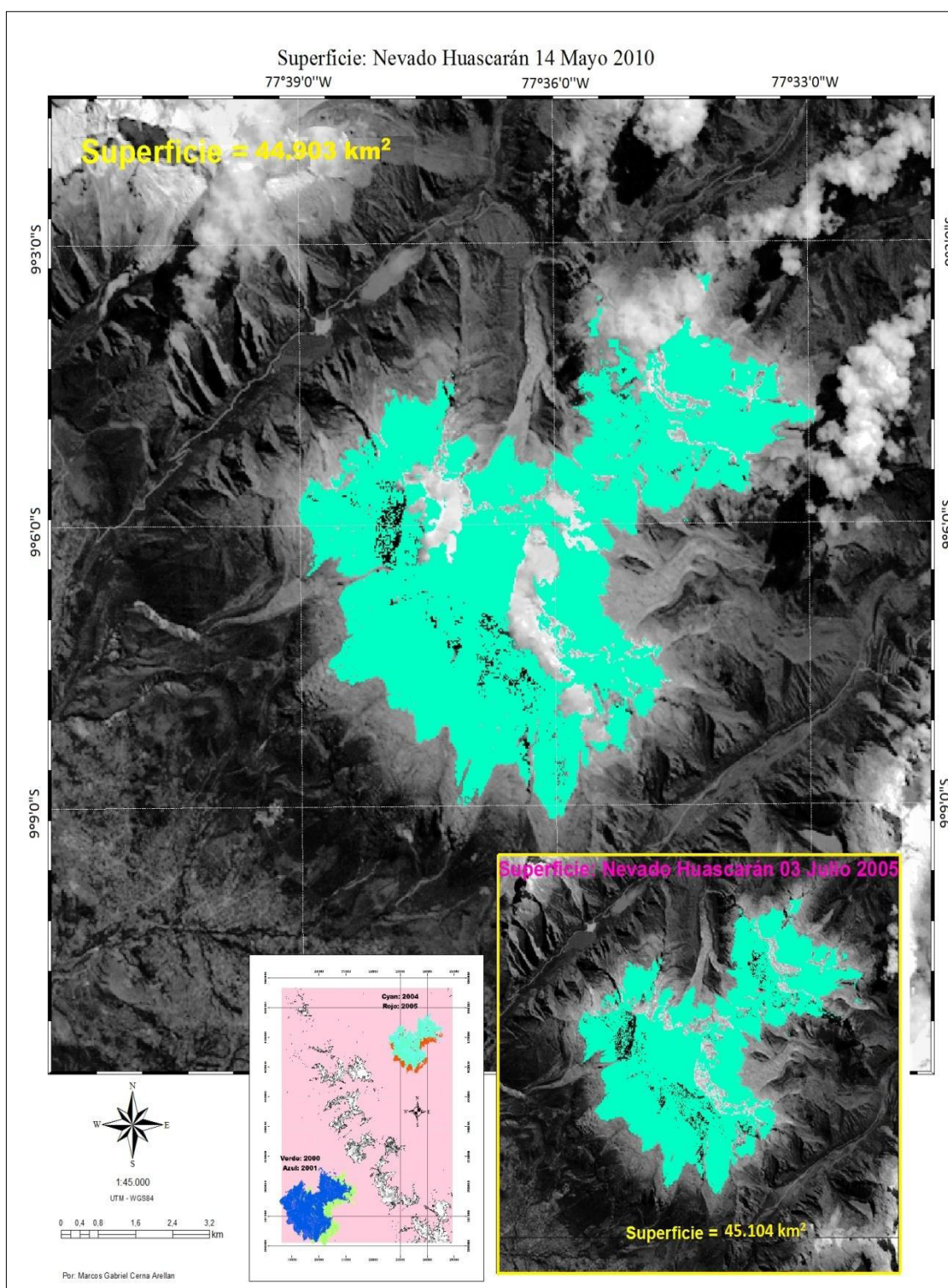


Lámina 6: Área glaciaria estimada con el método NDSI del nevado Huascarán.

Esta lámina muestra el método de clasificación utilizado (NDSI) en el cálculo de la variación del área glaciaria del nevado Huascarán de fechas 03 de julio del 2005 y 14 de mayo del 2010. Hay una reducción de 0,201 km² en cinco años.

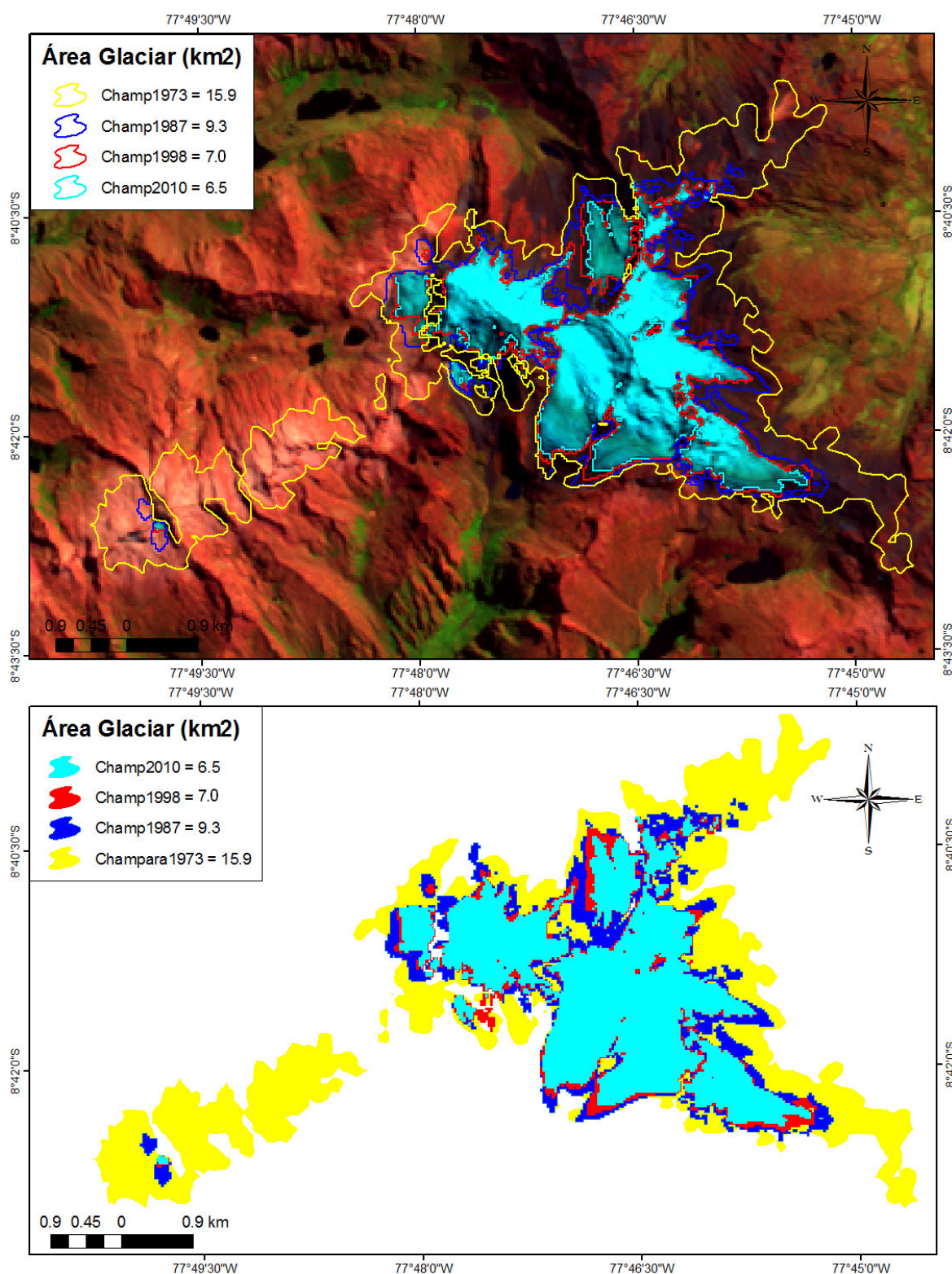


Lámina 7: Cambio del área glaciar del nevado Champará en el periodo 1973 - 2010.

Desde el año 1973 hasta el año 2010 el nevado Champará ha perdido aproximadamente 9,4 km² de su área glaciar.

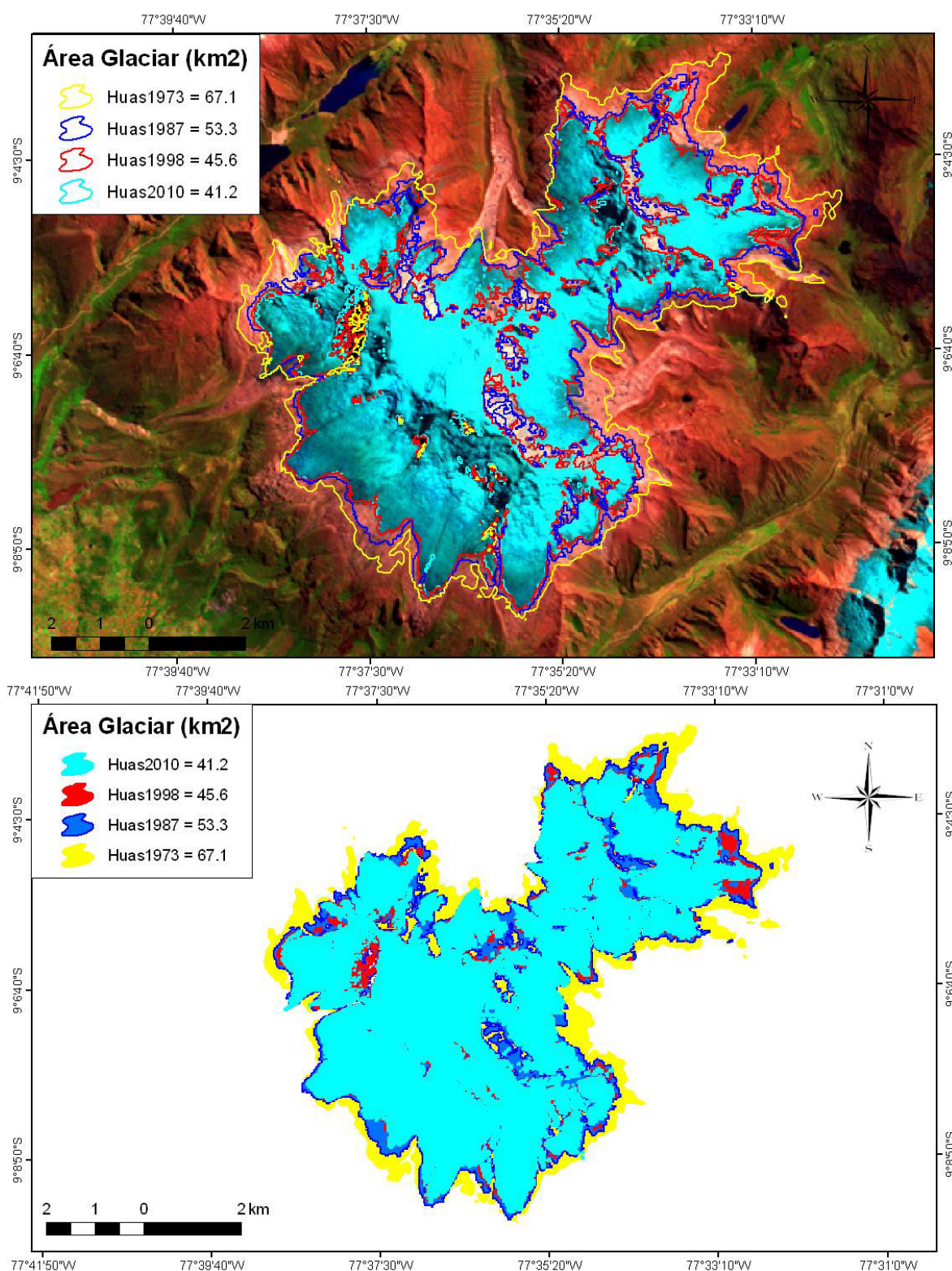


Lámina 8: Cambio del área glaciar del nevado Huascarán en el periodo 1973 - 2010.

Desde el año 1973 hasta el año 2010 el nevado Huascarán ha perdido aproximadamente 25,9 km² de su área glaciar.

Capítulo 5:

Conclusiones

5.1 Conclusiones

- La reflectancia en la región visible e infrarrojo cercano (VNIR), y también en la región de onda corta (SWIR) obtenida a partir de la escena ASTER (28 agosto del 2005), presenta una tendencia lineal de cuatro tipos de superficie: glaciar, agua, vegetación y suelo (Figura 21).
- Se identificó una diferencia de +27 m entre las máximas alturas de los modelos de elevación digital generados a partir de las imágenes estereoscópicas ASTER con respecto a los modelos generados en base a la Carta Nacional de escala 1:100.000, del Instituto Geográfico Nacional del Perú (MED-IGN), y a los modelos GDEM-ASTER. Se encontró, además, un error promedio aproximado de -7,5 m del GDEM-ASTER con respecto al MED-IGN, con un rango de variación de 356 m.
- El nevado Huascarán ha reducido su área glaciar aproximadamente en 16,036 km² (24% del área glaciar que tenía en 1973), considerando una tasa de reducción de 0,422 km²/año, mientras que el nevado Champará ha perdido 5,092 km² (30% del que tenía en 1973), considerando una tasa de reducción de 0,134 km²/año.
- Considerando la metodología de hipsometría glaciar, el volumen glaciar del nevado Huascarán ha disminuido en 5,364 km³ (que representa el 33% de volumen glaciar que tenía en 1973) en el periodo 1973-2010. Asimismo, el nevado Champará ha perdido 1,349 km³ (que representa el 52% que tenía en 1973).
- Se determinó una ecuación lineal (Ecuación 64) con coeficientes $a = 0,224$ y $b = 0,200$ (Tabla 15) que permitirán estimar el volumen glaciar en función de su área en glaciares de montaña.

En esta tesis se ha demostrado que la Teledetección es una herramienta muy útil para hallar variaciones de áreas glaciares a partir de imágenes satelitales y estos, después de haber sido correlacionados con los índices de vegetación, temperatura brillo y datos de precipitación, permiten estimar el volumen glaciar perdido.

Por lo tanto, se está en la capacidad de asegurar el cumplimiento de los objetivos propuestos al inicio de esta tesis en un 100%. Además, la metodología utilizada y los resultados obtenidos están a disposición de aquellos interesados, por ejemplo, en el estudio del inventario de glaciares en la Cordillera Blanca.

Referencias

1. Abrams M. y Hook S. (1995). Simulated ASTER data for geologic studies. IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing. 33 (3): p. 692-699.
2. Ariza A. (2006). Análisis del retroceso de glaciales tropicales en los Andes Centrales de Colombia mediante imágenes Landsat. Revista Cartográfica; Jan - Dec; 82; Pro Quest Science Journals, p. 65-67.
3. Aronoff S. (2005). Remote sensing for GIS managers. New York, USA. ESRI Press, p.487.
4. Bahr D. y Meir M., (1997). The physical basis of glacier volume-area scaling. Journal of Geophysical Research. Vol.102, NO, B9, p.20, p.355-20, p. 362.
5. Bryan G. y Geoffrey O. (2005). Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962-1999): spatial distribution of mass loss and climatic forcing. Quaternary Science Review 24: p. 2265-2280.
6. Cano A. y Moreno V. (1996). Análisis multitemporal de imágenes LANDSAT TM en la cartografía de las masas de hielo y nieve aplicada a la modelización hidrológica. (en línea). Revista de Teledetección: p.1-12. Consultado 2 jul. 2009. Disponible en http://telenet.uva.es/promotores/revista/revista_07/AET7_4.pdf.
7. CECS (2009). Laboratorio de glaciología (en línea). Consultado 15 set. 2009. Disponible en <http://www.glaciologia.cl/definicion.html>
8. Chander G. y Markham B. (2003). Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges. IEEE transactions on geoscience and remote sensing, Vol. 41, N° 11, p. 2674-2676.
9. Chander G., Markham B. y Helder D. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. Remote sensing of environment 113, p. 893-903.
10. Chen X., Vierling L., Deering D. y Conley A. (2005). Monitoring boreal forest leaf area index across a Siberian burn chronosequence: a MODIS validation study. International Journal of Remote Sensing, Vol. 26, N° 24, p. 5435-5436.
11. Cogley J. (2005). Mass and Energy Balances of Glaciers and Ice Sheets. Encyclopedia of Hydrological Sciences. Ed. by M. Anderson and J. McDonnell. John Wiley & Sons, p.3456.
12. Cuartero A. (2003). Análisis de Modelos Digitales de Elevaciones (MDE) generados con imágenes SPOT-HRV y TERRA-ASTER. Tesis Doctoral.

- Cáceres, España. Universidad de Extremadura, Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría. p.9-10.
13. Cuartero A. y Felicísimo A. (2003). Rectificación y ortorrectificación de imágenes de satélite: análisis comparativo y discusión. *GeoFocus* (Artículos), ISSN: 1578-5157 N°3, p.45-57.
 14. ERSDAC-Japón (2008). Earth Remote Sensing Data Analysis Center. Centro de distribución de archivos (en línea). Consultado 17 jun. 2008 en https://lpdaac.usgs.gov/get_data/ersdac.
 15. Felicísimo A. (1994). Modelos digitales del terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales. Pentalfa, Oviedo. ISBN 84-7848-475-2, p.150.
 16. Felicísimo A. (1999). La utilización de los MDT en los estudios del medio físico. Pentalfa, Oviedo, 150a, ISBN 84-7848-475-2, p.16.
 17. Francou B. y Pouyaud B. (2004). Método de observación de glaciares en los Andes Tropicales: Mediciones de terreno y procesamiento de datos. GREAT ICE's document. Consultado 6 jun. 2010 en <http://www.greatice.ird.fr/> 240 p
 18. Hong G., Heygster, Kalus K., Li W. (2002). Retrieval of microwave surface emissivities at TMI frequencies in Shouxian. *Advances in atmospheric sciences*. Vol. 20, N°2, p.253-259.
 19. INPE (2009). Instituto Espacial de Pesquisas Espaciales. Image Catalog (en línea). Consultado 6 may. 2009 en <http://www.inpe.br/>
 20. Jimenez J., Muñoz, Sobrino J., Cristobal J., Sòria G., Ninyerola M., Pons X., Hidalgo V., Franch B., Romaguera M., Oltra R. – Carrio, Julien Y. y Mattar C. (2010). Obtención de la temperatura de la superficie terrestre a partir de la serie LANDSAT. *Revista de Teledetección*. p.53-63.
 21. John A. (1986). *Remote Sensing Digital Image Analysis*. Springer-Verlag New York, INC., New York, NY. Pp.51-52.
 22. Kääb A., (2005). *Remote Sensing of Mountain Glaciers and Permafrost Creep*. Schrif tenreihe Physiche Geographie, ISBN385543 244 9, p.266.
 23. Kääb A. (2007). Glacier Volume Changes using ASTER Optical Stereo. A Test Study in Eastern Svalbard. *IGARSS 2007. IEEE International*, p.3994-3996.
 24. Klein A., Hall D. y Riggs G. (1998). Improving snow-cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model. *Hydrological Processes*, 12 (10-11), p.1723-1744.

25. Liou K. (2002). An Introduction to Atmospheric Radiation. International Geophysics Series Vol. 84, p.13-14.
26. Li Z. (1991). Effects of Check Point on the Reliability of DTM Accuracy Estimates Obtained from experimental test. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 57 (10), p.1333-1340.
27. Lliboutry L. (1956). Nieves y Glaciares de Chile: Fundamentos de glaciología. *In*. Nieves y Glaciares de Chile: Fundamentos de glaciología. Santiago, Chile. Ed. Universidad de Chile, p.471.
28. Lobo A. (1995). La observación remota de los ecosistemas, en análisis de la variabilidad espacio - temporal y procesos caóticos en ciencias medioambientales. Logroño. Geofirma Ediciones, p.213-241.
29. Maestro C. y Recio J. (2004). Análisis comparativo de distintos métodos de estimación de la superficie glaciar en el Pirineo axial aragonés a partir de imágenes Landsat. GeoFocus (Artículos), Nº 4, ISSN: 1578- 5157, p. 79-92.
30. Markhan B. y Barker J. (1986). Landsat MSS and TM post-calibration dynamics range, exoatmospheric reflectance and at satellite temperature. EOSAT. Landsat Technical Notes. pp.3-8.
31. Matthew M., Adler S., Berk A., Richtsmeier S., Levine R., Bernstein L., Acharya P., Anderson G., Felde G., Hoke M., Ratkowski A., Burke H., Kaiser R. and Miller D. (2000). Status of Atmospheric Correction Using a MODTRAN4-based Algorithm. SPIE Proceeding, Algorithms for Multispectral, Hyperspectral, and Ultraspectral. Imagery VI. Vol. 4049, p.199-207.
32. Meneghini R., Iguchi T., Kozu T. y Liao L. (2000). Use of the surface reference technique for path attenuation estimates from the TRMM precipitation radar. Journal of applied meteorology, Vol. 39, p.2038-2052.
33. Nash J., Sutcliffe J. (1970). River descarga forecasting through conceptual models, Part I. A discussion of principle. J. Hydrol. 10(3), p.282-290.
34. NASA (2010). Rainfall Archives: Monthly TRMM and Other Data Sources Rainfall Estimate (3B43 V6) (en línea). Consultado 15 set. 2010. Disponible en http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/TRMM_V6.3B43.shtml
35. Oxford (1999). Dictionary of Earth Sciences. Ed. A. Allaby and M. Allaby. Oxford University Press, Oxford, UK, p.619.

36. PNH (1990). Parque Nacional Huascarán. Plan Maestro, Generalidades y diagnóstico. Parque Nacional Huascarán, Huaraz, Peru, internal document, pp. 162.
37. Peña M. (2007). ASTER satellite image corrections to estimate vegetational parameters on the Mirta river basin, Aisén. BOSQUE 28(2), p.162-172.
38. Running S., Justice C. y Salomonson V. (1994). Terrestrial remote sensing science and algorithms planned for EOS/MODIS. International Journal of Remote Sensing .15 (17), p.2620-3587.
39. Senamhi (2010). Comunicación personal. Dirección General de Hidrología y Recursos Hídricos.
40. Smith J., Tzeu L. y Ranson K. (1980). The Lambertian Assumption and Landsat Data. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, Vol. 46, N°9, p.1183-1189.
41. Sobrino J., Raissouni N., Oliso A., López M., Kharraz M., Cuenca J. y Dempere L., (2000). TELEDETECCION. Sobrino J.A. (Ed.), Servicio de Publicación, Universidad de Valencia (ISBN 84-370-4220-8), Valencia (España).
42. Spiegel M. (1992). Manual de Fórmulas, Métodos y Tablas de Matemática. Makron, McGraw-Hill. Colección Schaum.
43. Strahler A. (1952). Hypsometric area-altitude analysis of erosional topography. Bulletin of the Geological Society of America 63, pp. 1117-1142.
44. Thome K., Palluconi F., Takashima T. and Masuda K. (1998). Atmospheric correction of ASTER. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 36(4): 1199-1211.
45. USGS (2005). Earth Resources Observation and Science Center. USGS Releases Landsat Orthorectified State Mosaics. Geological Survey (U.S). Fact Sheet 2005-3075.
46. USGS (2009). Earth Resources Observation and Science Center (en línea). Consultado 5 may. 2009. Disponible en <http://glovis.usgs.gov/>
47. Vignon F., Arnaud Y. y Kaser G. (2003). Quantification of glacier volumen change using topographic and ASTER DEMs. In Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS '03. Proceedings. 2003 IEEE International Vol.4 p. 2605-2607.

48. Vuille M. (2010). Climate Change. *In* Climate Change Course SENAMHI (2010, Lima, Peru). Dept. of Atmospheric and Environmental Sciences, Univ. at Albany, USA. p.1-32.
49. Welch R., Thomas J., Harold L., y Hiroshi M. (1990). ASTER as a Source for Topographic Data in the Late. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 36, N°. 4, p.1282-1289.
50. Wist (2010). ASTER global digital elevation model V001 (ASTGTM) (en línea). Consultado 5 ene. 2010 en <https://wist.echo.nasa.gov/api/>.

Apéndice

Apéndice A Red hidrológica de la cuenca del río Santa

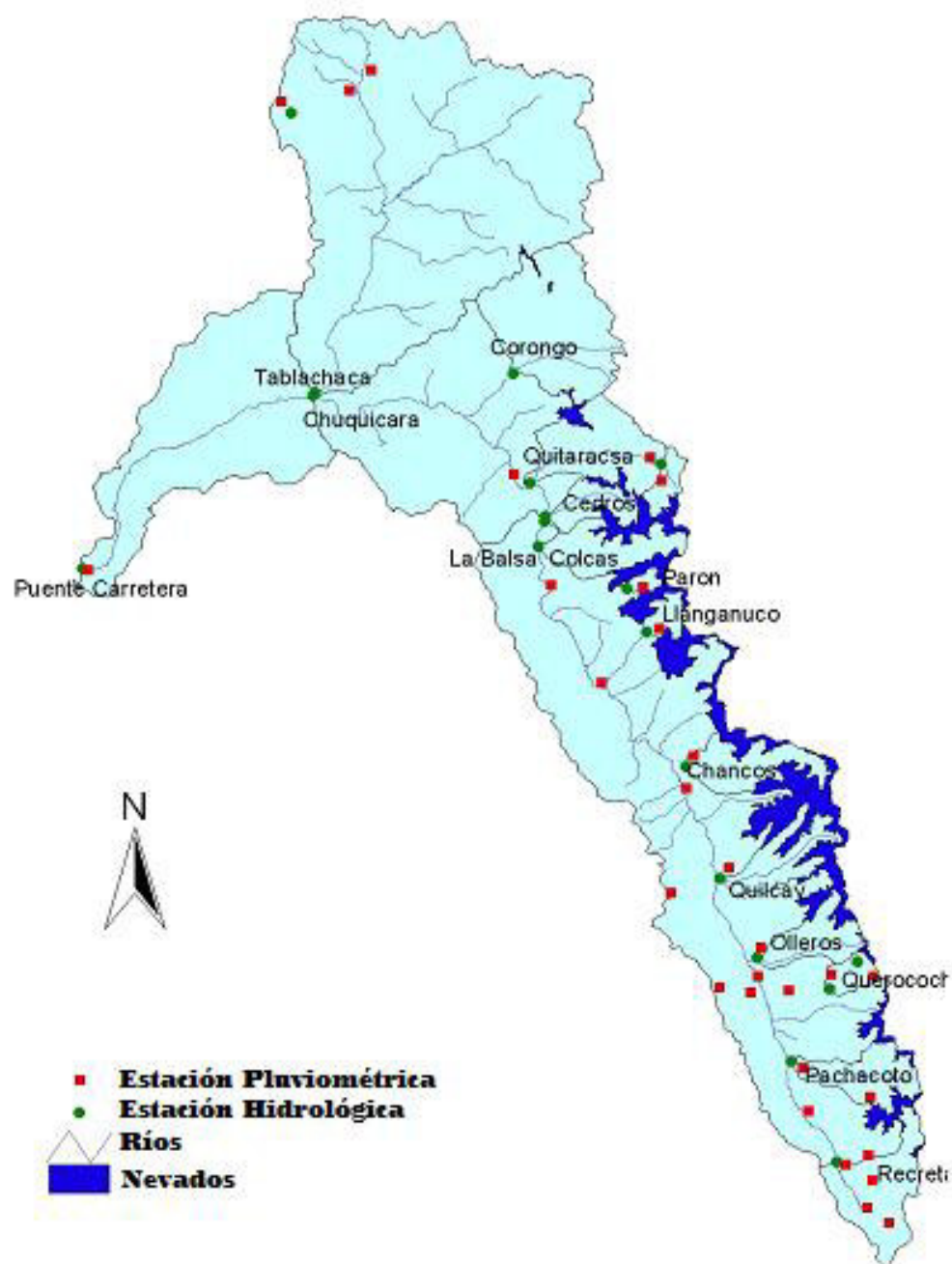


Lámina A.1: Ubicación de la red de estaciones hidrológicas y pluviométricas en la cuenca del río Santa. Estación Parón ubicada entre los nevados Champará y Huascarán ($9^{\circ}0'14''S$ - $77^{\circ}41'20''O$) (Senamhi, 2010).

Apéndice B Precipitación observada y precipitación estimada del satélite TRMM

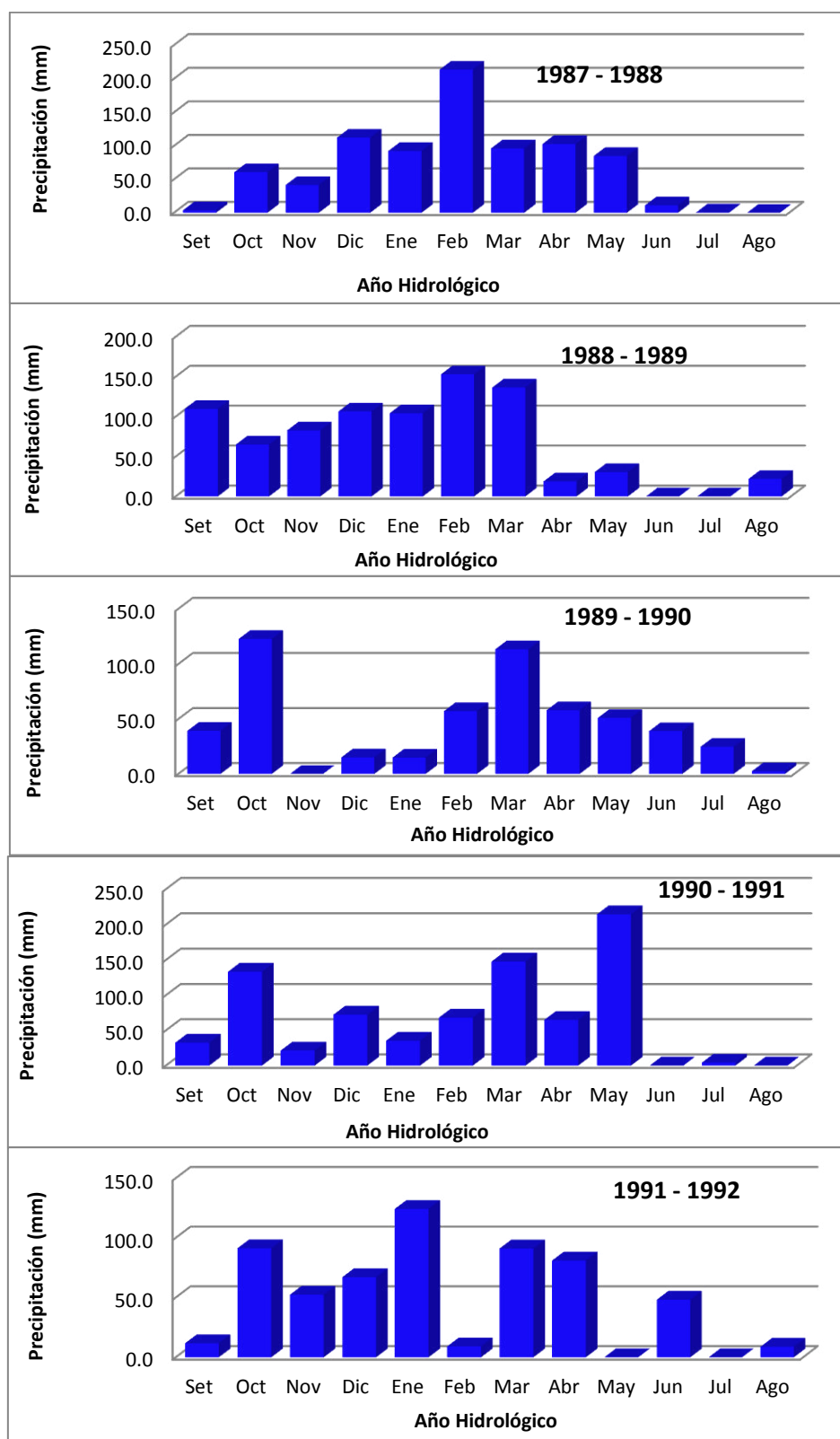


Fig. B.1: Serie histórica de la precipitación mensual en el periodo indicado de la estación pluviométrica Parón (Senamhi, 2010).

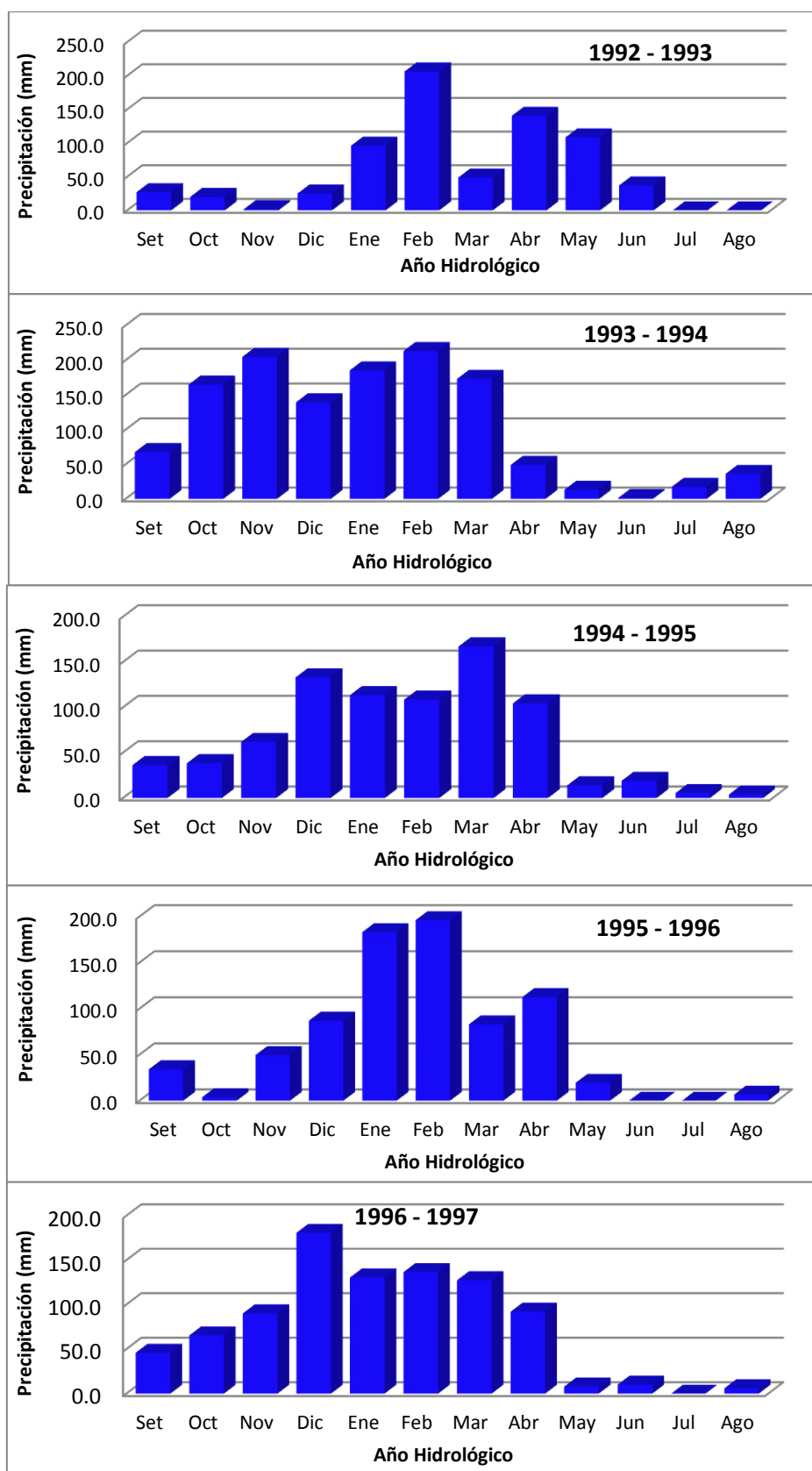


Fig. B.2: Serie histórica de la precipitación mensual en el periodo indicado de la estación pluviométrica Parón (Senamhi, 2010).

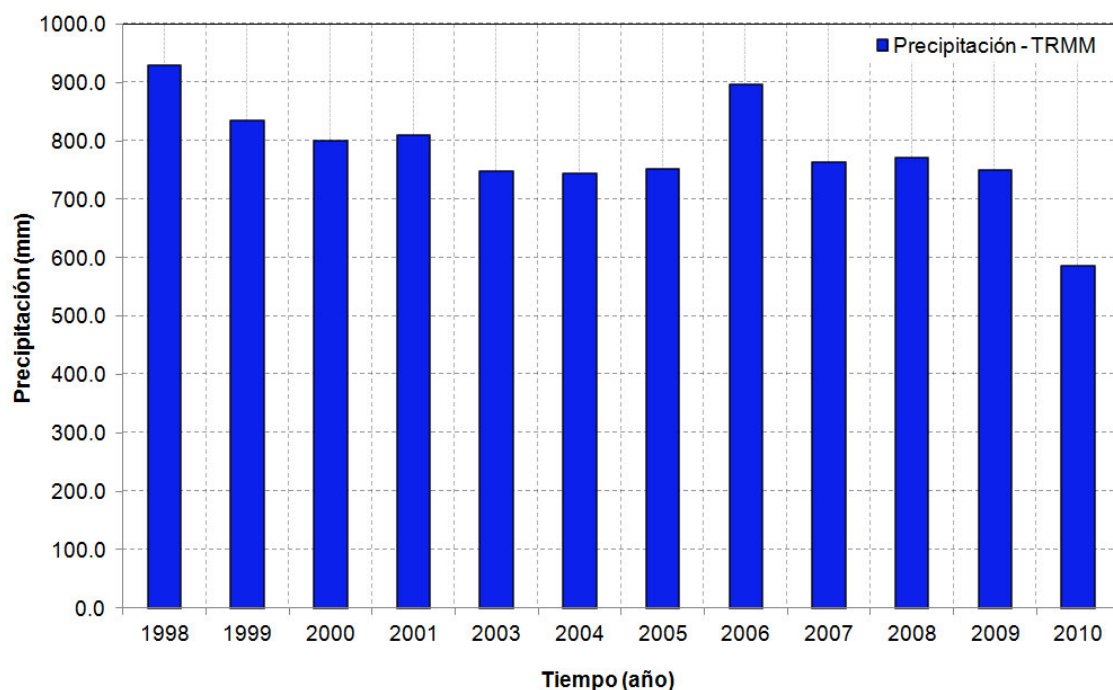


Fig. B.3: Precipitación acumulada en la cuenca del río Santa obtenido por el satélite TRMM (NASA, 2010).

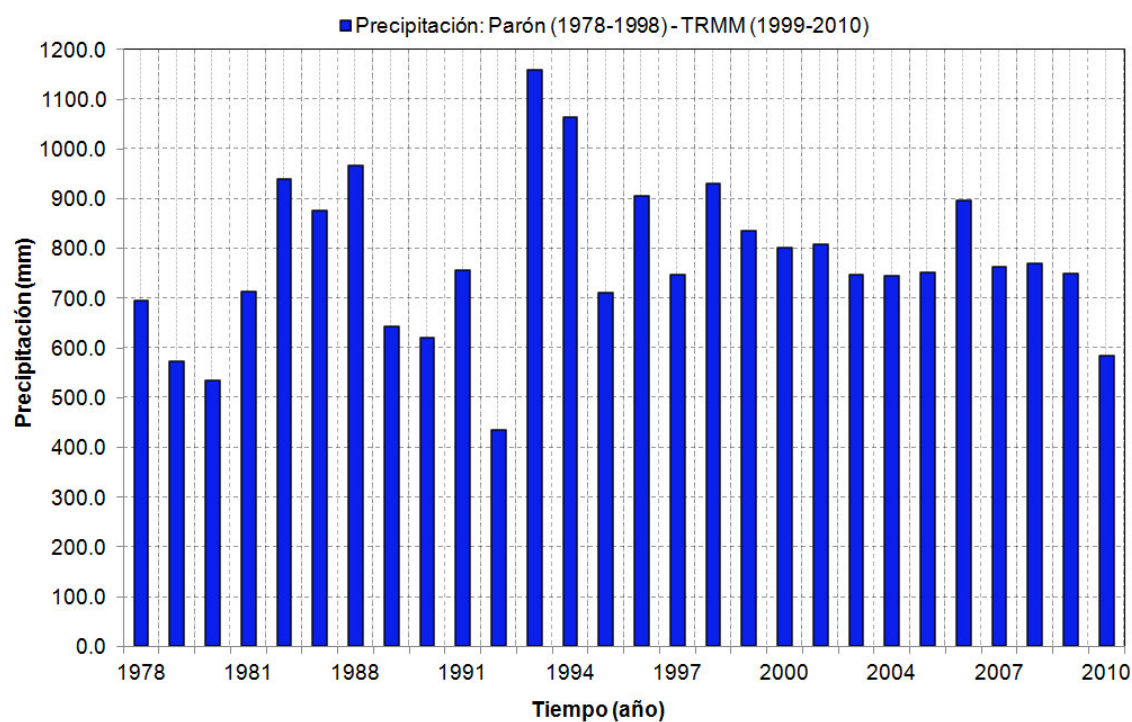


Fig. B.4: Precipitación acumulada en la cuenca del río Santa combinado entre registrado por la estación pluviométrica Parón y el obtenido por el satélite TRMM (Periodo: 1978 – 2010).

Apéndice C Imágenes del sensor TM

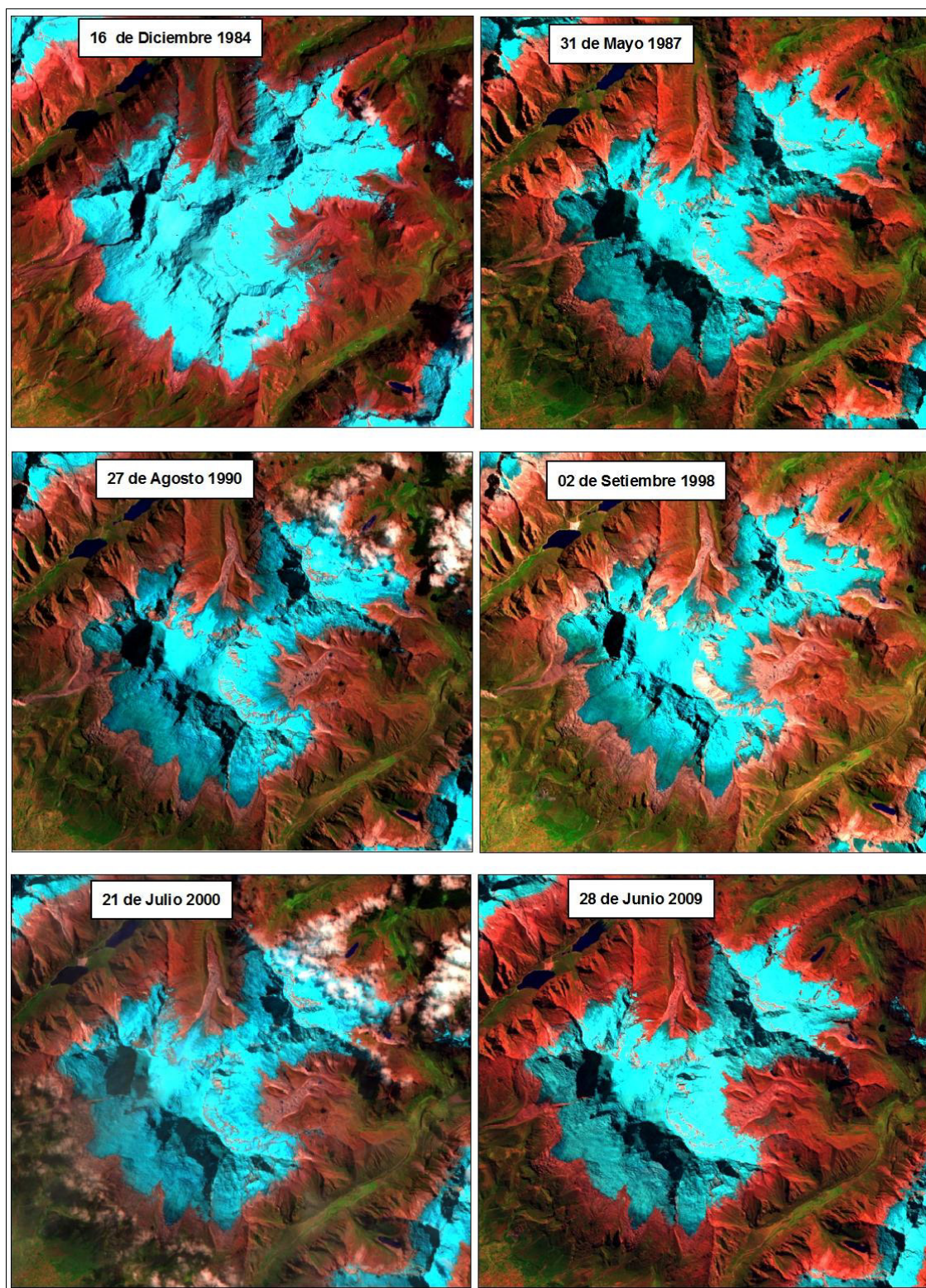


Fig. C.1: Imágenes del sensor TM del satélite Landsat-5 del nevado Huascarán utilizados en esta tesis [Posición central de la escena 77°35'50.4''O -9°6'38.8''S] (USGS, 2009).

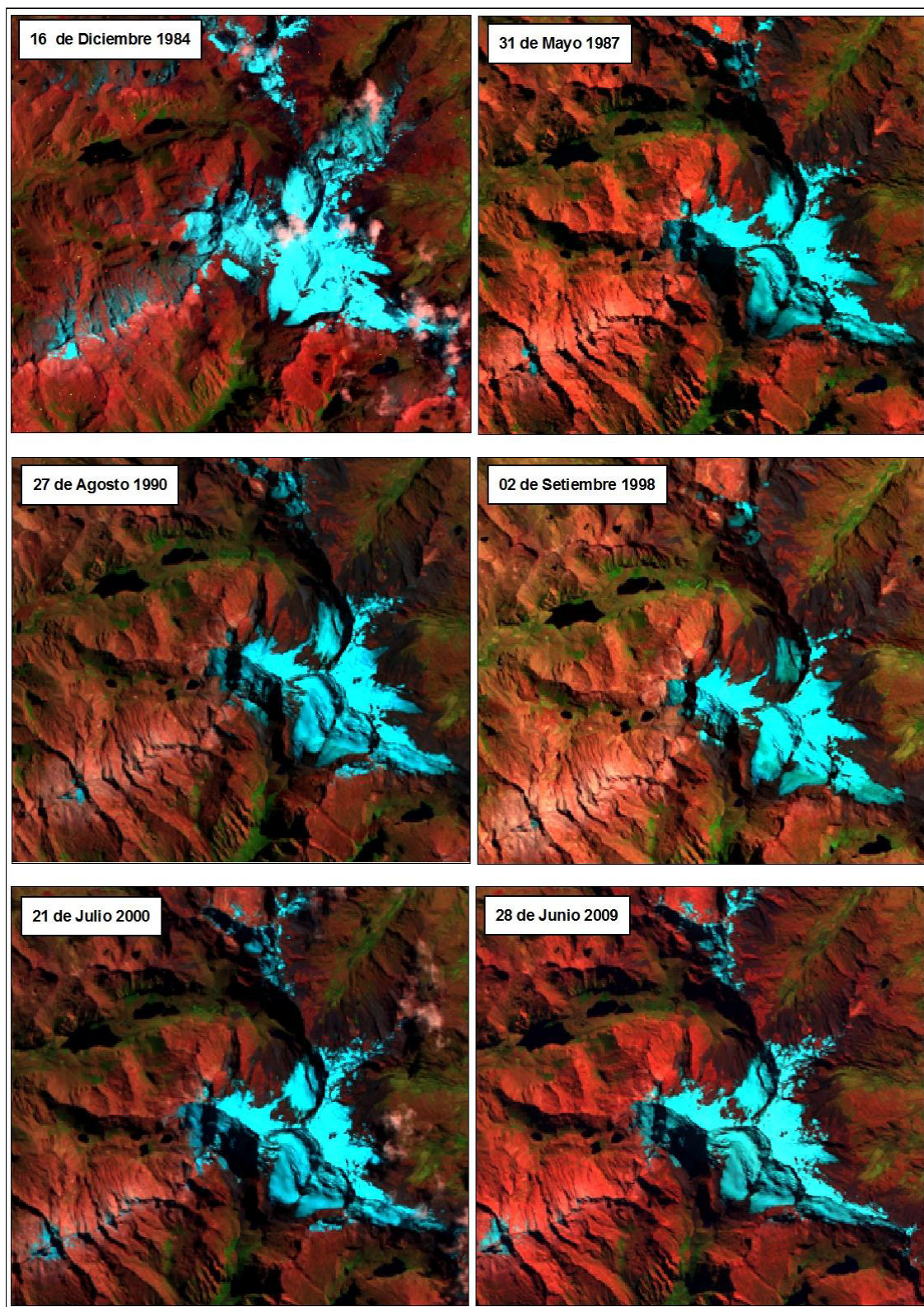


Fig. C.2: Imágenes del sensor TM del satélite Landsat-5 del nevado Champará utilizados en esta tesis [Posición central de la escena 77°35'50.4''O -9°6'38.8''S] (USGS, 2009).

Apéndice D Área y volumen glaciar estimado desde satélite

Tabla D.1: Precipitación estación Parón. Área y volumen glaciar estimados de los datos imágenes de satélite para los nevados Huascarán y Champará.

Nº	Fecha de adquisición de la imagen	Precipitación (mm) Estación Parón		Huascarán				Champará		
		Prom. mensual	Acu_mulada	Área glaciar (km ²) $\sigma(\pm 6,2)$	Volumen glaciar (km ³)			Área glaciar (km ²) $\sigma(\pm 2,4)$	Volumen glaciar (km ³)	
					Bahr	Estimad $\sigma(\pm 1,3)$	GDEM ASTER		Bahr	Estimad $\sigma(\pm 0,6)$
1	16Oct1973	-	-	67,1	14,7	14,9	15,4	15,9	2,1	3,4
2	04Ago1975	-	-	56,5	11,6	12,5	12,4	14,9	1,9	3,1
3	02-jul-1976	-	-	61,4	13,0	13,6	13,5	12,5	1,5	2,6
4	18Jun1977	-	-	59,2	-	-	-	11,2	-	-
5	17May1978	57,9	649,6	57,2	11,8	12,6	12,5	10,3	1,1	2,1
6	14May1979	47,8	573,0	58,1	12,0	12,8	12,7	10,1	1,1	2,1
7	11Jun1980	44,5	533,6	55,2	11,2	12,2	12,1	9,9	1,1	2,0
8	26Ago1981	59,4	713,1	54,3	11,0	-	-	10,1	1,1	-
9	16Dic1984	78,3	939,8	56,3	11,5	12,4	12,4	11,1	1,3	2,3
10	15May1987	73,0	876,3	48,9	9,5	10,8	10,7	9,3	1,0	1,9
11	01May1988	80,5	965,9	59,8	-	-	-	12,1	-	-
12	30Dic1989	53,5	642,2	53,0	10,6	11,7	11,6	10,8	1,2	2,2
13	21Abr1990	51,7	620,0	47,8	9,2	10,5	10,5	9,6	1,0	1,9
14	11Jun1991	63,1	756,9	50,3	9,9	11,1	11,0	8,7	0,9	1,8
15	31Jul1992	36,4	436,2	46,3	8,8	10,2	10,1	8,0	0,8	1,6
16	31May1993	96,5	1158,0	55,1	11,2	12,2	12,1	11,2	1,3	2,3
17	21Jul1994	88,6	1063,5	50,9	10,1	11,2	11,1	10,0	1,1	2,0
18	06Jun1995	59,3	711,0	44,2	8,3	9,7	9,7	8,1	0,8	1,6
19	24Ju1996	75,5	905,4	53,8	10,8	11,9	11,7	7,4	0,7	1,5
20	30Ago1997	62,2	746,7	46,7	9,0	10,3	10,3	7,7	0,8	1,5
21	02Set1998	-	929,9	40,8	7,4	8,9	8,9	7,0	0,7	1,4
22	20Ago1999	-	834,5	48,8	9,5	10,7	10,7	10,7	1,2	2,2
23	21Jul2000	-	801,1	46,2	8,8	10,2	10,6	9,6	1,0	1,9
24	05May2001	-	809,1	55,2	11,2	12,2	12,1	-	-	-
25	15Ago2003	-	748,4	45,3	8,6	10,0	9,9	8,4	0,9	1,7
26	13may2004	-	744,1	47,0	9,0	10,3	10,3	7,7	0,8	1,5
27	03Jul2005	-	751,9	45,1	8,5	9,9	10,3	7,3	0,7	1,4
28	07Ago2006	-	895,8	41,8	7,7	9,2	9,1	9,2	1,0	1,9
29	22May2007	-	762,8	45,2	8,6	9,9	9,9	8,4	0,9	1,7
30	24May2008	-	771,0	50,8	10,0	11,2	11,1	10,0	1,1	2,0
31	28Jun2009	-	749,4	52,2	10,4	11,5	11,4	9,1	1,0	1,8
32	18Ago2010	-	585,3	44,9	8,5	9,9	10,3	6,5	0,6	1,3

El volumen glaciar estimado en la Tabla D.1 con el MED, es a partir de las constantes

MED ASTER2005 ($a = 0,224$ y $b = 0,200$) expresados en la Tabla 15 y 16.

Tabla D.2: NDVI y T_B estimados de los datos imágenes de satélite para los nevados Huascarán y Champará con su respectivo desviación estándar (σ).

N°	Fecha de adquisición de la imagen	Huascarán		Champará	
		NDVI ($\sigma = \pm 0,07$)	T_B (°C) ($\sigma = \pm 3,0$)	NDVI ($\sigma = \pm 0,07$)	T_B (°C) ($\sigma = \pm 2,8$)
9	16Dic1984	0,34	-0,9	0,34	2,8
10	15May1987	0,37	-3,4	0,37	-0,3
11	01May1988	0,44	-2,1	0,44	1,2
12	30Dic1989	0,30	-4,9	0,30	-0,6
13	21Abr1990	0,36	-5,9	0,36	-2,5
14	11Jun1991	0,30	-3,7	0,30	0,1
15	31Jul1992	0,19	-4,8	0,19	-2,2
16	31May1993	0,32	1,2	0,32	3,9
17	21Jul1994	0,26	-4,0	0,26	-0,1
18	06Jun1995	0,30	-5,1	0,30	-1,3
19	24Ju1996	0,31	-4,5	0,31	0,6
20	30Ago1997	0,37	-5,4	0,37	-2,2
21	02Set1998	0,27	-4,1	0,27	-0,8
22	20Ago1999	0,37	-7,9	0,37	-3,4
23	21Jul2000	0,29	-7,5	0,29	0,5
24	05May2001	0,36	-3,4	0,36	1,0
25	15Ago2003	0,29	-8,7	0,29	-5,7
26	13may2004	0,40	-8,6	0,40	-3,6
27	03Jul2005	0,33	-5,6	0,33	-2,0
28	07Ago2006	0,22	-6,3	0,22	-3,8
29	22May2007	0,30	-10,8	0,30	-7,4
30	24May2008	0,40	-7,4	0,40	-3,2
31	28Jun2009	0,39	-11,3	0,39	-6,7
32	18Ago2010	0,27	-10,5	0,27	-5,9

Tabla D.3: Datos de precipitación acumulada promedio anual (Senamhi, 2010).

Año	Parón	Llanganuco	Chancos	Corongo	Pachacoto	Recreta	Querococha
1978	694,6	448,1	405,7	644,7	365,2	273,72	878,3
1979	573,0	559,6	530,51	178,4	498,3	322,51	922,7
1980	533,6	458,5	446,1	300,0	408,3	472,48	1042,5
1981	713,1	664,5	662,1	323,9	695,0	563,8	1192,4
1982	935,0	712,4	592,4	398,0	606,7	592,1	1300,4
1983	807,8	553,2	810,58	227,3	649,7	505,6	1023,7
1984	939,8	767,2	682,5	201,8	926,3	661,1	1248,9
1985	598,4	455,2	370,8	647,7	485,2	514,96	951,1
1986	604,1	494,5	607,8	178,4	537,2	505,55	930,2
1987	876,3	563,6	577,08	300,0	537,1	380,3	918,5
1988	965,9	647,3	662,26	323,9	732,7	491,2	996,6
1989	642,2	876,4	865,24	398,0	660,9	463,2	1023,2
1990	620,0	600,5	640,5	227,3	460,5	346,5	887,6
1991	756,9	652,8	538,24	201,8	444,78	280,5	693,6
1992	436,2	359,1	347,68	644,7	309,82	376,9	596,1
1993	1158,0	1037,7	1002,4	178,4	796,0	677,4	1518,1
1994	1063,5	701,5	859,8	300,0	674,4	548,8	946,1
1995	711,0	726,6	439,22	323,9	673,82	430,2	743,0
1996	905,4	647,2	695,74	398,0	830,95	765,1	1052,2
1997	746,7	466,2	251,1	227,3	294,7	470,1	966,0
1998	929,9	761,4	637,1	173,9	626,17	865,1	1104,0

Tabla D.4: Puntos de control extraídos de la imagen Landsat-7 ETM+ de fecha 30 de junio del 2001 y utilizados en la ortorrectificación de las imágenes.

Nº	Base X	Base Y	Warp X	Warp Y	Predict X	Predict Y	Error X	Error Y	RMS
1	6834,00	3137,00	1121,46	3320,72	1121,52	3320,72	0,06	0,0	0,06
2	8309,00	3112,00	2672,95	3270,13	2672,37	3270,14	-0,58	0,01	0,58
3	9577,00	3117,00	4006,25	3254,54	4006,03	3254,54	-0,22	0,0	0,22
4	9697,00	6212,00	4185,72	6505,49	4185,7	6505,49	-0,02	0,0	0,02
5	7754,18	6194,14	2142,5	6521,75	2142,13	6521,76	-0,37	0,01	0,37
6	7092,75	6099,00	1444,85	6433,57	1444,86	6433,57	0,01	0,0	0,01
7	7360,00	4961,00	1705,92	5231,33	1706,25	5231,32	0,33	-0,01	0,33
8	8350,25	4809,5	2745,00	5054,76	2745,09	5054,76	0,09	0,0	0,09
9	8529,75	5071,00	2938,32	5326,65	2938,39	5326,65	0,07	0,0	0,07
10	7657,00	3603,00	1995,24	3797,44	1995,14	3797,44	-0,1	0,0	0,1
11	9780,00	4078,00	4235,65	4261,21	4236,13	4261,2	0,48	-0,01	0,48
12	8397,00	3961,00	2779,66	4161,58	2779,59	4161,59	-0,07	0,01	0,07
13	8769,00	5511,00	3197,64	5785,13	3197,61	5785,13	-0,03	0,0	0,03
14	9200,22	6348,55	3666,00	6658,00	3665,6	6658,01	-0,4	0,01	0,4
15	9119,00	6246,00	3578,76	6551,66	3578,41	6551,67	-0,35	0,01	0,35
16	7321,00	5333,00	1671,4	5623,45	1671,67	5623,44	0,27	-0,01	0,27
17	7372,00	4486,00	1710,33	4731,32	1710,66	4731,31	0,33	-0,01	0,33
18	8088,00	4403,25	2462,18	4631,99	2462,25	4631,99	0,07	0,0	0,07
19	8413,00	6181,00	2835,24	6496,05	2834,78	6496,06	-0,46	0,01	0,46
20	7913,00	5231,00	2292,44	5505,73	2292,51	5505,73	0,07	0,0	0,07
21	7826,75	4230,75	2184,41	4454,99	2184,51	4454,99	0,1	0,0	0,1
22	9086,00	4557,00	3514,31	4776,55	3514,52	4776,55	0,21	0,0	0,21
23	8757,00	3595,00	3152,09	3770,65	3151,88	3770,65	-0,21	0,0	0,21
24	9528,00	5160,00	3989,4	5402,78	3989,79	5402,77	0,39	-0,01	0,39
25	7459,00	3136,00	1779,17	3309,37	1778,82	3309,38	-0,35	0,01	0,35
26	8828,00	3117,00	3218,83	3266,85	3218,29	3266,86	-0,54	0,01	0,54
27	7836,00	5886,00	2223,04	6196,12	2222,85	6196,13	-0,19	0,01	0,19
28	7895,00	5703,00	2281,84	6002,56	2281,74	6002,56	-0,1	0,0	0,1
29	8671,00	4144,00	3070,9	4349,39	3070,92	4349,39	0,02	0,0	0,02
30	7171,00	3810,00	1487,33	4023,39	1487,58	4023,39	0,25	0,0	0,25
31	8598,00	4795,00	3005,3	5035,22	3005,4	5035,22	0,1	0,0	0,1
32	8123,00	3638,00	2486,04	3826,46	2485,84	3826,47	-0,2	0,01	0,2
33	8253,00	6045,5	2664,53	6356,42	2664,17	6356,43	-0,36	0,01	0,36
34	8041,00	4660,5	2417,16	4903,39	2417,27	4903,39	0,11	0,0	0,11
35	8503,00	5146,25	2911,51	5406,25	2911,55	5406,25	0,04	0,0	0,04
36	8984,25	4161,75	3400,58	4362,74	3400,68	4362,74	0,1	0,0	0,1
37	7274,50	5590,25	1627,01	5894,96	1627,21	5894,95	0,2	-0,01	0,2
38	8838,50	5389,5	3268,57	5656,15	3268,6	5656,15	0,03	0,0	0,03
39	9633,19	5729,01	4110,00	5999,00	4110,25	5998,99	0,25	-0,01	0,25
40	9445,75	3578,25	3875,93	3741,55	3875,96	3741,55	0,03	0,0	0,03
41	9288,5	5560,25	3744,69	5827,72	3744,82	5827,72	0,13	0,0	0,13
42	9097,00	4814,00	3530,31	5046,56	3530,53	5046,55	0,22	-0,01	0,22
43	7836,97	3312,67	2179,75	3489,00	2179,39	3489,01	-0,36	0,01	0,36
44	8195,50	4903,75	2583,88	5156,57	2583,96	5156,57	0,08	0,0	0,08
45	8524,50	5798,5	2945,64	6091,8	2945,44	6091,8	-0,2	0,0	0,2
46	9613,75	4547,25	4068,92	4757,24	4069,39	4757,23	0,47	-0,01	0,47
47	8618,00	4252,00	3017,01	4463,86	3017,05	4463,86	0,04	0,0	0,04
48	8124,00	5211,25	2514,04	5481,25	2514,08	5481,25	0,04	0,0	0,04
49	7449,05	4007,72	1783,25	4226,75	1783,43	4226,75	0,18	0,0	0,18
50	7498,18	5906,28	1868,00	6223,50	1867,92	6223,5	-0,08	0,0	0,08
51	7098,98	4250,33	1419,00	4488,00	1419,45	4487,98	0,45	-0,02	0,45

Tabla D.5: Hipsometría glaciar a partir del MED-IGN del nevado Huascarán.

Rango Altitudinal	1973		2000		2010	
	%	Área (km ²)	%	Área (km ²)	%	Área (km ²)
4100 – 4360	93,4	4,422	99,2	0,347	99,0	0,464
4360 – 4620	78,6	9,923	89,4	4,537	91,0	3,568
4620 – 4880	56,1	15,096	69,3	9,302	70,6	9,166
4880 – 5140	36,6	13,127	47,0	10,285	46,5	10,822
5140 – 5400	24,1	8,412	30,2	7,751	28,9	7,893
5400 – 5660	16,6	4,999	20,7	4,370	18,4	4,710
5660 – 5920	9,8	4,551	12,3	3,920	9,8	3,893
5920 – 6180	5,4	3,011	6,6	2,608	4,7	2,267
6180 – 6440	2,2	2,142	2,6	1,854	1,6	1,392
6440 – 6700	0,0	1,454	0,0	1,198	0,0	0,731

Tabla D.6: Hipsometría glaciar a partir del MED-ASTER 2005 del nevado Huascarán.

Rango Altitudinal	1973		2000		2010	
	%	Área (km ²)	%	Área (km ²)	%	Área (km ²)
4300 – 4547	97,2	1,863	99,6	0,165	99,4	0,262
4547 – 4794	84,4	8,637	92,0	3,506	92,1	3,269
4794 – 5041	63,6	13,931	72,9	8,823	72,9	8,655
5041 – 5288	42,7	14,017	53,2	9,119	51,2	9,719
5288 – 5535	21,5	14,244	28,1	11,597	25,7	11,468
5535 – 5782	12,9	5,772	17,8	4,721	15,2	4,721
5782 – 6029	7,7	3,500	10,0	3,634	8,1	3,158
6029 – 6276	3,8	2,616	4,8	2,372	3,9	1,880
6276 – 6523	1,3	1,684	1,7	1,460	1,7	1,010
6523 – 6770	0,0	0,876	0,0	0,775	0,0	0,761

Tabla D.7: Hipsometría glaciar a partir del GDEM-ASTER del nevado Champará.

Rango Altitudinal	1973		2000		2010	
	%	Área (km ²)	%	Área (km ²)	%	Área (km ²)
4564,0 – 4677,7	93,9	0,926	97,8	0,206	98,5	0,107
4677,7 – 4791,4	81,5	1,877	86,9	0,993	90,5	0,579
4791,4 – 4905,1	62,3	2,919	68,8	1,665	72,8	1,283
4905,1 – 5018,8	41,0	3,236	51,7	1,572	57,2	1,128
5018,8 – 5132,5	23,9	2,583	34,3	1,595	40,1	1,235
5132,5 – 5246,2	13,4	1,605	18,9	1,411	23,1	1,228
5246,2 – 5359,9	7,5	0,894	10,3	0,789	11,8	0,813
5359,9 – 5473,6	4,4	0,465	6,6	0,338	7,4	0,318
5473,6 – 5587,3	2,1	0,351	3,3	0,307	3,7	0,269
5587,3 – 5701,0	0,0	0,317	0,0	0,300	0,0	0,269

Tabla D.8: Hipsometría glaciar a partir del MED-ASTER 2003 del nevado Champará.

Rango Altitudinal	1973		2000		2010	
	%	Área (km ²)	%	Área (km ²)	%	Área (km ²)
4246,0 – 4395,8	99,0	0,156	99,8	0,015	99,7	0,022
4395,8 – 4545,6	96,5	0,401	98,4	0,135	98,3	0,109
4545,6 – 4695,4	84,5	1,911	87,7	1,022	90,4	0,597
4695,4 – 4845,2	63,3	3,361	66,5	2,030	69,9	1,550
4845,2 – 4995,0	40,4	3,639	44,0	2,151	46,9	1,747
4995,0 – 5144,8	22,9	2,770	27,7	1,564	29,7	1,299
5144,8 – 5294,6	11,4	1,832	14,6	1,246	16,5	1,005
5294,6 – 5444,4	4,8	1,038	4,8	0,941	5,9	0,802
5444,4 – 5594,2	1,6	0,506	1,3	0,330	1,5	0,328
5594,2 – 5744,0	0,0	0,259	0,0	0,129	0,0	0,117

Apéndice E Mapa de ubicación de las regiones consideradas para estimar la reflectancia del suelo

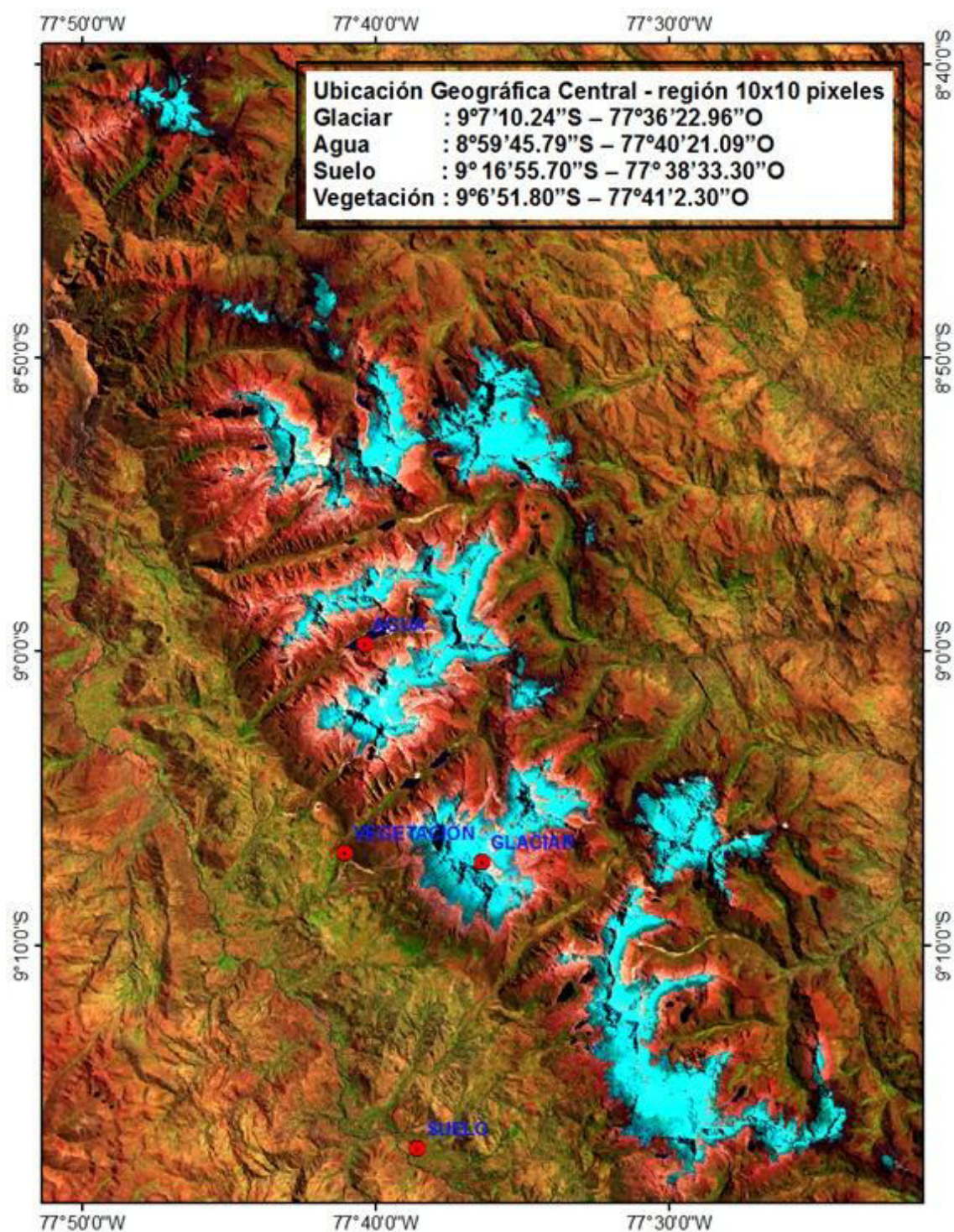


Fig. E.1: Ubicación de las regiones 10x10 píxeles para la estimación de reflectancia del suelo de cuatro tipos de superficie: glaciar, agua, suelo y vegetación. Imagen TM/Landsat-5 (L500806619980902). Combinación RGB: 7-4-2.

Apéndice F Información Metadata de la imagen TM del satélite Landsat-5

```

GROUP = PRODUCT_METADATA
PRODUCT_TYPE = "LIT"
ELEVATION_SOURCE = "GLS2000"
PROCESSING_SOFTWARE = "LPGS_11.4.1"
EPHEMERIS_TYPE = "DEFINITIVE"
SPACECRAFT_ID = "Landsat5" } ← Satélite y Sensor
SENSOR_ID = "TM"
SENSOR_MODE = "BUMPER"
ACQUISITION_DATE = 2011-05-17 ← Fecha de adquisición
SCENE_CENTER_SCAN_TIME = 15:05:53.8890630Z ← Hora
WRS_PATH = 8
STARTING_ROW = 66
ENDING_ROW = 66

GROUP = MIN_MAX_RADIANCE
LMAX_BAND1 = 193.000
LMIN_BAND1 = -1.520
LMAX_BAND2 = 365.000
LMIN_BAND2 = -2.840
LMAX_BAND3 = 264.000
LMIN_BAND3 = -1.170
LMAX_BAND4 = 221.000
LMIN_BAND4 = -1.510
LMAX_BAND5 = 30.200
LMIN_BAND5 = -0.370
LMAX_BAND6 = 15.303
LMIN_BAND6 = 1.238
LMAX_BAND7 = 16.500
LMIN_BAND7 = -0.150
END_GROUP = MIN_MAX_RADIANCE

GROUP = MIN_MAX_PIXEL_VALUE
QCALMAX_BAND1 = 255.0
QCALMIN_BAND1 = 1.0
QCALMAX_BAND2 = 255.0
QCALMIN_BAND2 = 1.0
QCALMAX_BAND3 = 255.0
QCALMIN_BAND3 = 1.0
QCALMAX_BAND4 = 255.0
QCALMIN_BAND4 = 1.0
QCALMAX_BAND5 = 255.0
QCALMIN_BAND5 = 1.0
QCALMAX_BAND6 = 255.0
QCALMIN_BAND6 = 1.0
QCALMAX_BAND7 = 255.0
QCALMIN_BAND7 = 1.0
END_GROUP = MIN_MAX_PIXEL_VALUE

GROUP = PRODUCT_PARAMETERS
CORRECTION_METHOD_GAIN_BAND1 = "CPF"
CORRECTION_METHOD_GAIN_BAND2 = "CPF"
CORRECTION_METHOD_GAIN_BAND3 = "CPF"
CORRECTION_METHOD_GAIN_BAND4 = "CPF" ← Bandas
CORRECTION_METHOD_GAIN_BAND5 = "CPF"
CORRECTION_METHOD_GAIN_BAND6 = "IC"
CORRECTION_METHOD_GAIN_BAND7 = "CPF"
CORRECTION_METHOD_BIAS = "IC"
SUN_AZIMUTH = 46.1828400 ← Ángulo acimutal solar
SUN_ELEVATION = 49.3502757 ← Ángulo de elevación solar
OUTPUT_FORMAT = "GEOTIFF"

GROUP = PROJECTION_PARAMETERS
REFERENCE_DATUM = "WGS84" ← Datum
REFERENCE_ELLIPSOID = "WGS84"
GRID_CELL_SIZE_THM = 30.000 } ← Resolución del píxel
GRID_CELL_SIZE_REF = 30.000 }
ORIENTATION = "NUP"
RESAMPLING_OPTION = "CC"
MAP_PROJECTION = "UTH" ← Proyección
RESAMPLING_OPTION = "CC"
MAP_PROJECTION = "UTH" ← Proyección
PRODUCT_SAMPLES_REF = 7761 ← Columna/Línea
PRODUCT_LINES_REF = 6991

```

Fig. F.1: Cabecero de la imagen Landsat-5 del año 2011 con la información de los parámetros de corrección.

Apéndice G Análisis estadístico

1. Desviación estándar

Hay la necesidad de encontrar una medida que permita determinar el promedio aritmético de fluctuación de los datos respecto a su punto central o media, se define la desviación estándar, según Spiegel (1992) de la siguiente forma,

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (G.1)$$

donde,

n : Es el número de datos de los parámetros físicos (área glaciar, volumen glaciar y T_B) y no físicos (NDVI) obtenidos de las imágenes satelitales.

$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$: Es el promedio del parámetro geofísico.

La desviación estándar muestral para los parámetros físicos (área glaciar, volumen glaciar y T_B) y no físicos (NDVI) para el nevado Huascarán y Champará (Apéndice D, Tabla D.1 y D.2) se presentan en la Tabla G.1.

Tabla G.1: Desviación estándar típica.

La tabla presenta la desviación estándar muestral típica para el NDVI, T_B , área y volumen glaciar (datos de las Tablas D.1 y D.2).

Nevado	Desviación estándar (σ)			
	NDVI	T_B (°C)	Área Glaciar (km ²)	Volumen glaciar (km ³)
Huascarán	-	3,0	6,217	1,302
Champará	-	2,8	2,435	0,508
Cuenca del río Santa	0,065	2,9	-	-

2. Coeficiente de correlación de Pearson

Aplicamos un índice que mide la relación lineal entre dos variables aleatorias cuantitativas, como es el coeficiente de correlación de Pearson, para medir el grado de relación entre las variables. Definido de la siguiente manera, (Spiegel, 1992)

$$r_{xy} = \frac{n \sum x_i y_i - \sum x_i \sum y_i}{\sqrt{n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2} \sqrt{n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2}} \quad (G.2)$$

Este índice (coeficiente de correlación de Pearson) es aplicado para medir la relación existente entre la temperatura de brillo, NDVI, el área y volumen glaciar con los datos de precipitación media anual en la cuenca del río Santa. Estos se presentan en la Tabla G.2.

Tabla G.2: Coeficiente de correlación de Pearson (Spiegel, 1992).

NDVI y área glaciar correlacionados con datos de precipitación y la T_B con NDVI. Para el volumen glaciar, se ha considerado la correlación del volumen estimado con el modelo de elevación digital y el estimado con la ecuación empírica de Bahr.

Nevado	Coeficiente de correlación de Pearson (r)			
	NDVI	T_B	Área Glaciar	Volumen Glaciar
Huascarán	0,796	0,3	0,503	0,999
Champará	0,792	0,3	0,486	-
Cuenca del río Santa	0,790	0,3	-	-

Anexos

Anexo A Acrónimos

- **ASTER:** Advanced Space borne Thermal Emission and Reflection Radiometer.
- **ASTGTM:** ASTER global digital elevation model V001
- **BIAS:** Sesgo de un estimador cuya expectativa difiere del verdadero valor del parámetro.
- **CERES:** Clouds and Earth's Radiant Energy System
- **ENVI:** Environment for Visualizing Images
- **ETM+:** Enhanced Thematic Mapper Plus
- **ETR:** Ecuación de Transferencia Radiativa
- **EOS:** Earth Observing System
- **ERSDAC:** Earth Remote Sensing Data Analysis Center
- **EVI:** Índice de vegetación mejorado
- **FLAASH:** Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes
- **GCP:** Ground Control Point
- **GDEM-ASTER:** Modelo de elevación digital ASTER global
- **GIFOV:** Ground Instantaneous Field of View
- **GLOVIS:** Global Visualization Viewer
- **GOES:** Geostationary Operational Environmental Satellite
- **IGN:** Instituto Geográfico Nacional
- **INPE:** Instituto Nacional de Pesquisas Espaciales
- **ME:** Eficiencia del modelo
- **MED-IGN:** Modelo de elevación digital IGN
- **MISR:** Multi-angle Imaging Spectro Radiometer
- **MOPITT:** Measurements Of Pollution In The Troposphere
- **MED-ASTER2005:** Modelo de elevación digital ASTER del año 2005
- **MED-ASTER2003:** Modelo de elevación digital ASTER del año 2003
- **MED:** Modelo de elevación digital
- **MDT:** Modelo digital de terreno
- **MODIS:** Moderate Resolution Imaging Spectro Radiometer
- **MODTRAN4:** Moderate resolution Atmospheric transmittance and Radiance code 4
- **NASA:** National Aeronautics and Space Administration
- **ND:** Nivel digital
- **NDVI:** Normalized Difference Vegetation Index
- **NDSI:** Índice de nieve de diferencia normalizada
- **MSS:** Multispectral Scanner

- **POES:** Polar Orbiting Environmental Satellite
- **RBV:** Return Beam Vidicon
- **RCC:** Radiometer Calibration Coefficients
- **RMSE:** Root mean square error
- **RSR:** Razón simple de Reducción
- **SAVI:** Índice de Vegetación de Ajuste de Suelo
- **Senamhi:** Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología
- **SIG:** Sistema de información geográfica
- **SWIR:** Shortwave Infrared
- **SPOT-HRV:** Satellite Pour l'Observation de la Terre-High Resolution Visible
- **TERRA:** Satélite multinacional de la NASA de investigación científica por satélite
- **TIR:** Thermal Infrared
- **TIN:** Red Irregular de Triángulo
- **TM:** Thematic Mapper
- **TST:** Temperatura de superficie terrestre
- **TRMM:** Tropical Rainfall Measuring Mission.
- **USGS:** United States Geological Survey
- **VNIR:** Visible and Near Infrared

Anexo B Irradiancia solar exoatmosférica

Tabla B.1: Medida de la irradiancia solar exoatmosférica de cada canal del sensor ASTER.

(Chander *et al.*, 2009)

Canal 1		Canal 2		Canal 3	
$\Delta\lambda$ (μm)	R_{FN}	$\Delta\lambda$ (μm)	R_{FN}	$\Delta\lambda$ (μm)	R_{FN}
0,480	0,000	0,590	0,004	0,720	0,002
0,484	0,007	0,593	0,003	0,724	0,000
0,488	0,008	0,596	0,000	0,728	0,009
0,492	0,007	0,599	0,002	0,732	0,026
0,496	0,011	0,602	0,003	0,736	0,048
0,500	0,058	0,605	0,001	0,740	0,051
0,504	0,125	0,608	0,005	0,744	0,098
0,508	0,291	0,611	0,005	0,748	0,191
0,512	0,457	0,614	0,002	0,752	0,335
0,516	0,672	0,617	0,014	0,756	0,638
0,520	0,839	0,620	0,000	0,760	1,000
0,524	0,938	0,623	0,153	0,764	0,979
0,528	0,991	0,626	0,343	0,768	0,898
0,532	1,000	0,629	0,600	0,772	0,915
0,536	0,966	0,632	0,802	0,776	0,978
0,540	0,890	0,635	0,971	0,780	0,994
0,544	0,876	0,638	1,000	0,784	0,978
0,548	0,896	0,641	0,976	0,788	0,962
0,552	0,903	0,644	0,970	0,792	0,936
0,556	0,926	0,647	0,975	0,796	0,971
0,560	0,918	0,650	0,943	0,800	0,982
0,564	0,939	0,653	0,908	0,804	0,998
0,568	0,950	0,656	0,940	0,808	0,990
0,572	0,954	0,659	0,943	0,812	0,975
0,576	0,961	0,662	0,923	0,816	0,987
0,580	0,953	0,665	0,910	0,820	0,969
0,584	0,906	0,668	0,894	0,824	0,954
0,588	0,869	0,671	0,843	0,828	0,949
0,592	0,774	0,674	0,803	0,832	0,925
0,596	0,680	0,677	0,792	0,836	0,961
0,600	0,521	0,680	0,770	0,840	0,949
0,604	0,297	0,683	0,749	0,844	0,942
0,608	0,151	0,686	0,662	0,848	0,930
0,612	0,092	0,689	0,554	0,852	0,837
0,616	0,052	0,692	0,460	0,856	0,694
0,620	0,036	0,695	0,426	0,860	0,481
0,624	0,010	0,698	0,371	0,864	0,296
0,628	0,005	0,701	0,299	0,868	0,176
0,632	0,004	0,704	0,217	0,872	0,090
0,636	0,006	0,707	0,125	0,876	0,055
0,640	0,004	0,710	0,062	0,880	0,032
0,644	0,001	0,713	0,044	0,884	0,026
0,650	0,000	0,716	0,028	0,888	0,020
0,660	0,000	0,719	0,012	0,892	0,008
0,670	0,000	0,722	0,011	0,896	0,007
0,680	0,000	0,725	0,005	0,900	0,005
0,690	0,000	0,728	0,004	0,904	0,002
0,700	0,000	0,731	0,001	0,908	0,002
0,710	0,000	0,740	0,000	0,912	0,000

Tabla B.2: Irradiancia solar exoatmosférica del subsistema VNIR y SWIR del sensor ASTER (Thome *et al.*, 1998)

Canal ASTER	Smith <i>et al.</i> (1980) $ESUN_i$	Thome <i>et al.</i> (1998) $ESUN_i$
B1	1845,99	1847
B2	1555,74	1553
B3N	1119,47	1118
B4	231,25	232,5
B5	79,81	80,32
B6	74,99	74,92
B7	68,66	69,20
B8	59,74	59,82
B9	56,92	57,32

Consideraciones

Smith *et al.* (1980): Calculado mediante la interpolación de las funciones de respuesta espectral del sensor ASTER para 1 nm y la convolución de los datos con paso WRC para 1 nm.

Thome *et al.* (1998): Mediante la interpolación de las funciones de respuesta espectral del ASTER con los datos WRC (se desconoce si fueron interpolados a 1 nm o si los valores de datos de una submuestra WRC en los intervalos de respuesta espectral del sensor ASTER fueron usados en la convolución).

Anexo C Revisión de conceptos glaciológicos

1. Glaciología

La *glaciología* es una disciplina de las Ciencias de la Tierra preocupada por la edad geológica y por los múltiples fenómenos naturales, relacionados con la extensión, distribución, causas, características, procesos dinámicos, clasificaciones e implicancias del agua en estado sólido y en todas las manifestaciones que puede presentarse en la naturaleza (glaciares, hielo, nieve, granizo, neviza, etc.). Esto incluye el hielo existente en suelos, nubes, océanos, lagos, ríos y en otros planetas del sistema solar (Lliboutry, 1956).

1.1 Neviza, firn o névé

Se caracteriza por un estado intermedio en la transformación de la nieve a hielo. Se constituye por granos agrupados con densidad cercana a 600 kg m^{-3} de textura granular, aún con burbujas de aire y color más traslucido que la nieve de color blanco. La neviza se diferencia del hielo cuando el paso del aire entre los granos queda completamente interrumpido. Así en el hielo de glaciar, el aire se presenta a modo de vesículas y todo incremento en la densidad resulta de la compresión de éstas (Lliboutry, 1956).

1.2 Hielo

Se define como moléculas de agua en estado sólido con densidades superiores a 800 kg m^{-3} , la cual puede variar por las impurezas existentes, por la característica de la diagénesis sufrida y por el tiempo transcurrido desde la deposición de la nieve. La densidad del hielo puro es de 910 kg m^{-3} , lo que implica un bloque de hielo sin impurezas y con un color azul cristalino. La porosidad fluctúa de un 99% en la nieve fresca a 3% en el hielo de densidad cercana a 800 kg m^{-3} , esta reducción progresiva indica los cambios en la circulación del aire y agua entre las partículas de hielo. En términos cristalográficos, todo hielo independiente de su origen y su aspecto físico, tiene la misma estructura cristalográfica (Figura C.1). Es decir, la misma configuración geométrica de los átomos de oxígeno y de hidrógeno que lo constituyen.

Variando solo el tamaño del cristal, que puede ir de microscópico a métrico en el hielo puro. El proceso de Diagénesis señalado hasta aquí, se ve favorecido en los glaciares temperados por la continua recongelación. Esto se define como la nieve o hielo que se funde durante el día, haciendo pasar líquido a través de una masa polvorienta en los estratos subyacentes, infiltrándose en los poros, expulsando el aire intercalado y volviéndose a congelar por descenso de la temperatura en la noche. Esta recongelación forma lentes de hielo intercalados en la neviza de las temporadas anteriores, favoreciendo y acelerando el proceso de transformación de la nieve en hielo. Para que la recongelación pueda actuar el glaciar debe ser temperado, esto es, su temperatura debe estar a punto de fusión en toda su masa según la presión a que esté sometido (Lliboutry, 1956).

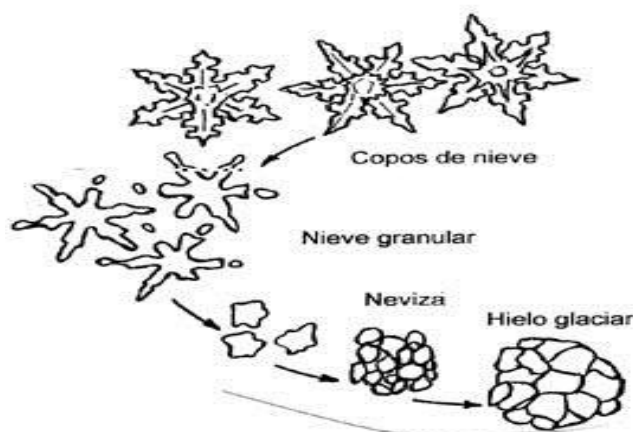


Fig. C.1: Proceso de transformación de la nieve en hielo (Lliboutry, 1956).

1.3 Glaciar

Las diferentes definiciones que se asocian al glaciar están resumidas en definiciones de los siguientes investigadores e instituciones: (CECS, 2009)

- Lliboutry (1956) lo define como toda masa de hielo perenne formada por acumulación de nieve, cualesquiera sean sus dimensiones y formas.
- Oxford (1999) lo define como una masa grande del hielo que se reclina sobre (o adyacente) a una superficie de la Tierra. Demostrando típicamente el movimiento.

- Cogley (2005) expresa que, el glaciar es cualquier masa grande del hielo perenne que se origina en tierra por la recristalización de la nieve u otras formas de precipitación sólida y que demuestra evidencia del flujo último o actual. Un glaciar que ocupa una zona extensa de la tierra relativamente llana y que exhibe flujo del centro hacia fuera, comúnmente se llama una hoja de hielo.

De manera concreta, un *glaciar* es una masa de hielo que transforma agua sólida (nieve, granizo o escarcha) en hielo y la restituye en forma de vapor (por evaporación o sublimación) o en forma líquida (agua escurrida por el torrente emisario). La relación entre estas ganancias y pérdidas de masa de agua se conoce como el balance de masa de un glaciar (Figura C.2). El balance de masa, representa el equivalente en agua de lo que gana y de lo que pierde un glaciar en tiempo determinado. Este indicador se obtiene a partir de mediciones repetidas, ya sea de manera directa (balance glaciológico) o indirecta (balance hidrológico) (Francou y Pouyaud, 2004).

1.4 Balance de masa

El balance de masa constituye la información básica más importante para el estudio de los glaciares; es el cambio de masa (medido como un volumen de agua equivalente), ocurrido durante un periodo de tiempo, normalmente la duración del año hidrológico. El balance de masa anual se denota bajo su forma específica en milímetros de agua equivalente por año. Son principales variables a medir: la acumulación neta y la ablación (Francou y Pouyaud, 2004).

- i. **Acumulación neta** es la cantidad de nieve y hielo acumulada a lo largo de un año hidrológico. Proporciona información acerca de la cantidad de precipitaciones sólidas recogidas por el glaciar durante un año hidrológico.
- ii. **Ablación** es el resultado directo del balance energético a la superficie del glaciar (la suma de fusión y sublimación). Se mide entre meses o años a partir de “*balizas*” repartidas sobre la zona de medición.

El balance de masa se estima abriendo un pozo o realizando una perforación en el glaciar y midiendo el espesor y la densidad del hielo, el resultado es un “perfil de densidad”.

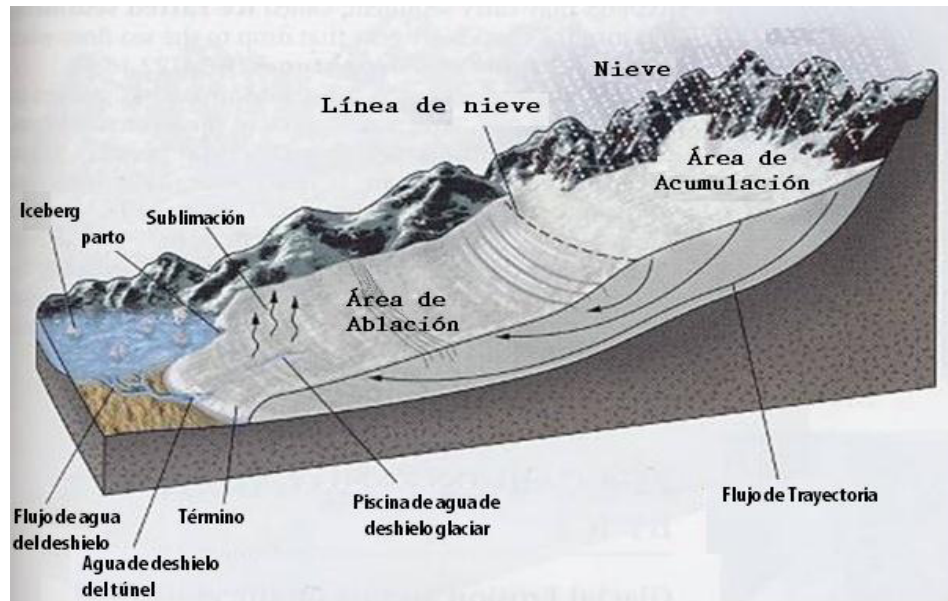


Fig. C.2: Balance de masa glaciar. El glaciar presenta dos áreas muy marcadas, el área de acumulación (parte alta del glaciar) y el área de ablación (parte baja del glaciar).

Fuente : Vuille, 2010.

1.4.1 Cálculo del balance de masa

La ecuación básica del balance de masa en un punto del glaciar entre dos periodos de medición db/dt se escribe de la siguiente manera (Francou y Pouyaud, 2004)

$$\frac{db}{dt} = \rho \frac{dh}{dt} + \int \frac{d\rho}{dt} dz \quad (D.1)$$

donde ρ es la densidad de hielo de espesor h , que varía según el tiempo t .

El primer término de la ecuación (D.1) representa el cambio de la masa de hielo (con densidad constante) durante un periodo de tiempo. El segundo término es el cambio de densidad de la columna de espesor z sobre el periodo de tiempo t (Francou y Pouyaud, 2004).

Para extender el balance a todo el glaciar, se utilizan diversos puntos de medición (balizas, pozos, sondeos) distribuidos de acuerdo a una red bien definida. El principio básico consiste en

ponderar el balance medido por el área del rango relativo del glaciar según (Francou y Pouyaud, 2004) como la siguiente expresión

$$B_n = \left(\frac{1}{S}\right) \left[\sum_{i=1}^j (b_{n1}S_1 + b_{n2}S_2 + \dots + b_{nj}S_j) \right] \quad (D.2)$$

donde,

B_n corresponde al balance neto específico del glaciar; S su superficie total; $b_{n1}, b_{n2}, \dots, b_{nj}$ al balance ponderado por el área S_j dentro de los rangos de altura (j) generalmente de 20, 50, o 100 m, según la amplitud altimétrica del glaciar (Francou y Pouyaud, 2004).

Anexo D Estimación empírica del volumen glaciar

1. Estimación empírica del volumen glaciar

En la estimación del volumen glaciar, se utiliza una relación empírica propuesta por Bahr y Meir (1997). Considerando el volumen de un glaciar proporcional a la longitud, ancho y el promedio de su espesor

$$V = cA^\gamma \quad (D.1)$$

donde,

A es el área glaciar en km^2 , c es un parámetro lineal ($c = 0,048$) obtenido del estudio de 144 glaciares de valle de Europa y Asia y γ el factor exponencial ($\gamma = 1,36$) (Bahr y Meir, 1997).

Anexo E Satélite TRMM

1. Satélite TRMM

El satélite TRMM integra una combinación de sensores activos y pasivos con el objetivo de medir la precipitación sobre los océanos y áreas continentales remotas en regiones tropicales. Además incorpora, por primera vez un satélite, un radar para la medición de la precipitación (PR) y la obtención de parámetros microfísicos de las nubes. Por otro lado, el radiómetro de microondas pasivo (TMI) tiene la capacidad de generar datos acerca de la distribución vertical de los hidrometeoros en el interior de las nubes de manera más precisa que en anteriores plataformas de muestreo (Meneghini *et al.*, 2000).

1.1 Radar de precipitación

Los radares de precipitación fueron los primeros instrumentos espaciales diseñados para proporcionar mapas tridimensionales de la estructura de la tormenta. Estas medidas proporcionan información muy valiosa sobre la intensidad y la distribución de la lluvia, en el tipo de lluvia, en la profundidad de la tormenta y en la altura a la que la nieve se derrite en lluvia. Las estimaciones del calor liberado en la atmósfera a diferentes alturas sobre la base de estas mediciones se pueden utilizar para mejorar los modelos de la circulación atmosférica global (Meneghini *et al.*, 2000). El radar de precipitación tiene una resolución horizontal en la parte baja de alrededor 5 km y un ancho de franja de 247 km. Una de sus características más importantes es su capacidad para proporcionar los perfiles verticales de la lluvia y la nieve de la superficie hasta una altura de cerca de 20 km. El radar de precipitación es capaz de separar los ecos de lluvia para tamaños de muestras verticales de unos 820 250 metros cuando se mira hacia abajo (Meneghini *et al.*, 2000).

1.2 Imágenes por microondas del TRMM (TMI)

La Misión de Medición de Lluvias Tropicales de imágenes por microondas (TMI) es un sensor de microondas pasivo diseñado para proporcionar información cuantitativa sobre las

precipitaciones de una amplia franja en el satélite TRMM. Midiendo cuidadosamente las cantidades de energía de microondas emitida por la Tierra y su atmósfera, el TMI es capaz de cuantificar el vapor de agua, el agua de la nube, y la intensidad de la lluvia en la atmósfera (Meneghini *et al.*, 2000).

1.3 Escáner visible e infrarrojo

EL escáner visible e infrarrojo (VIRS) es uno de los instrumentos principales del observatorio a bordo de la Misión de Medición de Lluvias Tropicales (TRMM). VIRS es uno de los tres instrumentos en el paquete de medición de la lluvia y sirve como un indicador indirecto de las precipitaciones. También concuerda en las mediciones del TRMM con otras mediciones que se realizan rutinariamente con satélites meteorológicos POES en órbita polar ambientales y las que se realizan con el Geoestacionario Operacional Ambiental (GOES) (Hong *et al.*, 2002).

Si el cielo está despejado, la temperatura se corresponderá con el de la superficie de la Tierra, y si hay nubes, la temperatura tenderá a ser el de las nubes. Las temperaturas más frías producen mayor intensidad en las bandas de longitud de onda más cortas, y las temperaturas más cálidas producen una intensidad en las bandas de longitud de onda mayor. Dado que las nubes más frías se producen en altitudes más altas las temperaturas medidas son útiles como indicadores de la altura de las nubes y las nubes más bajas pueden estar asociadas con la presencia de la lluvia (Hong *et al.*, 2002).